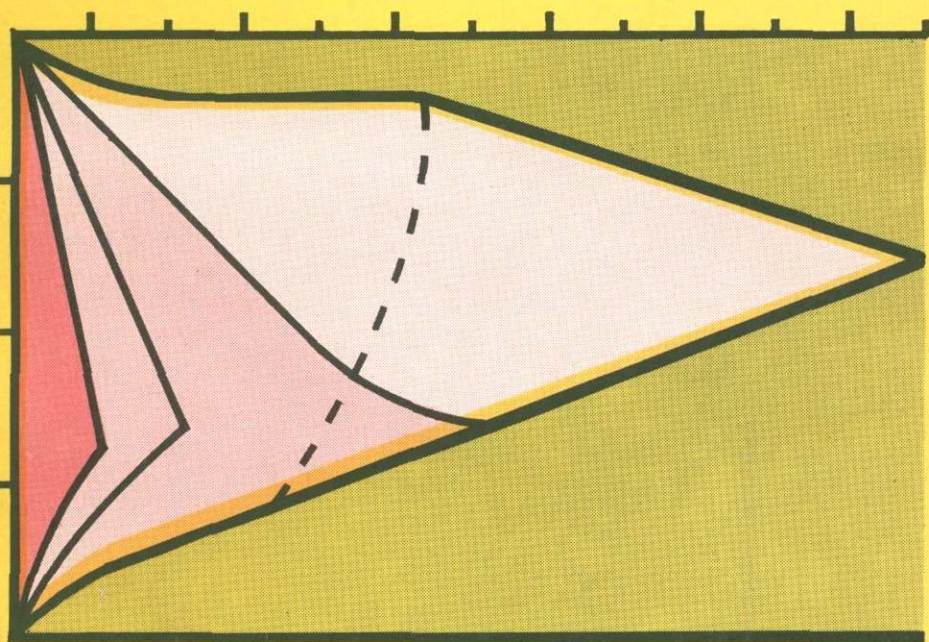


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДИНАМИКА ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗИТОВЫХ МАГМ



·Наука·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ЛЕНИНА И ОРДЕНА ОКТЯБРЬСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И АНАЛИТИЧЕСКОЙ ХИМИИ
им. В.И. ВЕРНАДСКОГО

ДИНАМИКА ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗИТОВЫХ МАГМ

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук А.А. ЯРОШЕВСКИЙ



МОСКВА
"НАУКА"
1988



5007

Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм/ М.Я. Френкель, А.А. Ярошевский, А.А. Арискин, Г.С. Бармина, Е.В. Коптев-Дворников, Б.С. Киреев. — М.: Наука, 1988. — 216 с. — ISBN-5-02-002628-X

Проанализирована относительная роль различных механизмов переноса тепла и вещества в процессе внутрикамерной дифференциации интрузивной магмы, формы проявления тепловой конвекции в магматической камере, эффекты ее взаимодействия с оседанием твердых фаз. Разработана система ЭВМ-моделирования кристаллизационной дифференциации базальтового расплава, с помощью которой построены количественные модели формирования геохимических признаков ряда дифференцированных силов и толеитовых серий. Приведен систематический обзор экспериментальных данных по распределению главных и примесных элементов между породообразующими минералами и базальтовым расплавом, а также оригинальные данные *детального петролого-геохимического исследования нескольких траптовых интрузивов Сибирской платформы.*

Табл. 21. Ил. 69. Библиогр. 243 назв.

Рецензенты:

А.А. КАДИК, Е.В. ШАРКОВ

Научное издание

Френкель Михаил Яковлевич, Ярошевский Алексей Андреевич, Арискин Алексей Алексеевич, Бармина Галина Сергеевна, Коптев-Дворников Евгений Владимирович, Киреев Борис Султанович

ДИНАМИКА ВНУТРИКАМЕРНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ БАЗИТОВЫХ МАГМ

Утверждено к печати Институтом геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского

Редактор *К.В. Ильин*

Художник *М.Л. Блох*. Художественный редактор *В.В. Алексеев*

Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 37051

Подписано к печати 21.03.88. Т — 01851. Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,5
Усл.кр.-отт. 13,9. Уч.-изд.л. 15,7. Тираж 600 экз. Тип.зак. 165. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"

117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1904020000-111
Д ————— 201-88—II
042(02)-88

© Издательство "Наука", 1988

ISBN 5-02-002628-X

ПРЕДИСЛОВИЕ

Базальтовые магмы служат одним из немногочисленных источников сведений о химическом строении верхней мантии и, согласно классическим представлениям, составляют принципиальную часть первичного материала земной коры. Этим обусловлены центральное положение проблемы базальтового магматизма в магматической петрологии, то внимание, которое уже много десятилетий уделяется изучению процессов дифференциации магм основного состава и обширность литературы по этим вопросам.

Предлагаемая вниманию читателей книга является, насколько известно авторам, первым монографическим обобщением, в котором для решения проблемы дифференциации базальтовых магм и происхождения расслоенного строения интрузивов широко и систематично используются метод математического моделирования и возможности современной вычислительной техники. Главный результат работы состоит в детализации концепции кристаллизационной дифференциации и обосновании возможности комплексной количественной интерпретации строения реальных геологических объектов в рамках основанной на этой концепции динамической модели. ЭВМ-моделирование магматогенных равновесий и динамики дифференциации для магматической петрологии остается пока направлением новым, по этой причине среди результатов исследования немаловажную роль играют и методические разработки — техника объединения термодинамической и динамической частей задачи моделирования, подход к обобщению экспериментальной информации по распределению основных и примесных компонентов магмы между расплавной и минеральными фазами в форме системы ЭВМ-моделирования соответствующих равновесий, метод геохимической термометрии и т.д.

Работа по подготовке монографии распределилась среди авторов следующим образом. Введение было написано А.А. Ярошевским и М.Я. Френкелем, гл. 1 — А.А. Ярошевским, гл. 2 — Е.В. Коптевым-Дворниковым и Б.С. Киреевым, гл. 3 — М.Я. Френкелем, гл. 4 — М.Я. Френкелем, Е.В. Коптевым-Дворниковым и А.А. Ярошевским, гл. 5 и 6 — А.А. Арискиным, Г.С. Барминой и М.Я. Френкелем, в работе над гл. 7 приняли участие все авторы монографии, гл. 8 подготовлена М.Я. Френкелем и Г.С. Барминой при участии А.А. Арискина и Е.В. Коптева-Дворникова, заключение написано М.Я. Френкелем и А.А. Ярошевским.

В книге использованы следующие обозначения минералов и миналов: *Ol* — оливин (*Fo* — форстерит, *Fa* — фаялит), *Pl* — плагиоклаз (*An* — анортит, *Ab* — альбит), *Px* — пироксен (*En* — энстатит, *Fs* — ферросилит, *Wo* — wollastonит, *Tsch* — чермакит), *Cpx* — клинопироксен, *Opx* — ортопироксен, *Aug* — авгит, *Pig* — пижонит, *LCa Px* — низкокальциевый пироксен, *Di* — диопсид, *Jd* — жадеит, *Ne* — нефелин, *Sp* — железотитановая шпинель (*Mt* — магнетит, *Ulv* — ульвошпинель), *Ilm* — ильменит, *Q* — кварц (SiO_2).

ВВЕДЕНИЕ

Эта книга посвящена проблемам разработки физико-химической теории магматической эволюции. Современная база такой теории создана многочисленными исследованиями в области экспериментальной и физико-химической петрологии, трудами Ф.Ю. Левинсона-Лессинга, Боуэна, А.Н. Заварицкого, В.С. Соболева, Д.С. Коржинского и других петрологов, доказавших возможность интерпретации разнообразия составов магматических горных пород и их генетически связанных серий в рамках концепции кристаллизационной дифференциации с учетом влияния на фазовые равновесия кристаллизации режима летучих компонентов. Главными аргументами в пользу ведущей роли кристаллизационной дифференциации как механизма магматической эволюции являются: соответствие составов большинства магматических горных пород характерным областям соответствующих диаграмм кристаллизации (составам, отвечающим минимумам температур ликвидуса, положению котектических линий, поверхностей и т.п.); согласованность последовательности смены парагенезисов породообразующих минералов с порядком кристаллизации силикатных систем; согласованность направленного изменения химического состава сосуществующих породообразующих минералов и его соответствие понижению температуры кристаллизации в ходе магматической эволюции. Важные эмпирические доказательства применимости этой концепции при интерпретации строения расчлененных комплексов основных и ультраосновных пород были опубликованы в работах Уэйджера и др.

Основной гипотезой этой концепции и соответствующих ей моделей магматической эволюции является предположение о действии определенных механизмов пространственного разделения кристаллов и жидкости, т.е., говоря современным языком, об определенной динамике процесса. Однако этот аспект концепции кристаллизационной дифференциации оставался до последнего времени вне возможностей строгого физико-химического анализа, поскольку прямое физическое моделирование таких процессов, как тепло- и массоперенос, требует учета соотношений подобия, которые для магматических процессов не исследованы и, вероятно, очень непросто выполнимы в лабораторных условиях. Поэтому сегодня главным методом разработки теории физико-химической динамики магматической эволюции является ЭВМ-моделирование (машинный эксперимент), требующее соответствующей концептуальной разработки и привлечения современной вычислительной техники. Такие исследования начаты нами более 15 лет назад, и их результаты мы попытались обсудить в этой книге.

Сложность ЭВМ-моделирования геологических процессов заключается в необходимости выполнения ряда условий, без чего полученные решения

не могут претендовать на геологическую реалистичность. Основные из них следующие: во-первых, корректность формулировки последовательной физико-химической модели, описываемой системой уравнений переноса и термодинамических соотношений, достаточной для численного исследования, и выбор значений необходимых физических и термодинамических параметров и, во-вторых, возможность проверки результата теоретического моделирования геологическими наблюдениями.

Необходимость выполнения второго условия в нашей работе заставила конкретизировать задачу моделирования магматической эволюции, а именно довести разработку модели до прямого расчета параметров, характеризующих строение дифференцированных интрузивов, и связать это решение с задачей конкретной интерпретации строения специально подобранных дифференцированных магматических объектов. На этом этапе исследований мы ограничили себя моделированием простейших в смысле геологического строения объектов — расслоенных интрузивных силлов трапповой формации. Однако разработанная модель динамики кристаллизационной дифференциации опирается на ограничения, которые не специфичны для траппового магматизма, и мы придаем ей более широкий смысл; но конкретно вопрос о приложении этой модели к другим типам магматических объектов (крупные расслоенные комплексы основных и ультраосновных пород, комплексы щелочных пород, гранитоиды, различные типы эффузивных серий) требует дополнительных исследований. Некоторые предварительные результаты кратко рассматриваются на страницах этой книги.

Выполнение первого условия требует знания полной картины процессов, развивающихся в магматической камере, и численных значений всех физических и термодинамических параметров, характеризующих реальные природные процессы. Полное и последовательное выполнение этого условия невозможно, поэтому наше исследование основано на ряде методологических постулатов, доказательством приемлемости которых может служить только геологическая реалистичность полученных результатов. Эти постулаты следующие:

1) предполагается, что главным механизмом, ответственным за формирование разнообразия пород дифференцированных интрузивных силлов трапповой формации и их внутреннего строения, является кристаллизационная дифференциация; другие возможные физико-химические механизмы не отрицаются, но их вклад считается второстепенным;

2) предполагается, что полученные на основании экспериментальных исследований значения термодинамических и физических свойств минералов, пород и расплавов отвечают величинам соответствующих параметров в природных условиях (заметим, однако, что разработанные методы моделирования позволяют оценивать эффективные значения этих параметров и на основании обработки природных данных в предположении, что учтенный в модели комплекс процессов, действительно, достаточно полно отражает реальный природный процесс);

3) принимается ряд упрощающих гипотез, правильность которых может быть доказана соответствием модельных результатов свойствам природных объектов, а значения динамических параметров либо подбираются так, чтобы получить максимальное согласие наблюдаемых и рассчитываемых распределений содержаний элементов и минералов в разрезах дифференци-

рованных силлов, либо оцениваются методом обратного моделирования; критерием приемлемости этих оценок является совпадение с пределами, допускаемыми физической теорией и экспериментом.

Первый постулат означает, что предложенная на основе разработанной теории интерпретация процесса формирования интрузивных трапхов является модельной, а согласие рассчитанных и наблюдаемых распределений является доказательством достаточности учета только механизма кристаллизационной дифференциации для объяснения фактов, рассматриваемых как ведущие, противопоставляемые в этом отношении "второстепенным" особенностям, для интерпретации которых необходима дальнейшая разработка этой модели или ее усложнение за счет введения иных физико-химических механизмов. Не исключается, конечно, и возможность построения альтернативных моделей, основанных на других физико-химических принципах.

Второй постулат просто отражает тот факт, что модель строится на основе имеющихся термодинамических данных и не может им противоречить.

Третий постулат означает, что разработанная модель является полуэмпирической. В самом общем виде любая математическая модель геологического процесса должна содержать в своей основе набор уравнений в частных производных, описывающих перенос энергии, импульса и химических компонентов с учетом термодинамического, а возможно и кинетического описания реакций и фазовых превращений. Численное решение этих уравнений на ЭВМ в принципе позволило бы детально проследить тепловую и химическую эволюцию геологической системы. Однако реальные возможности вычислительной техники в данном случае исключают вполне последовательное использование гидродинамической теории тепло-массопереноса. Трудность в немалой степени обусловлена необходимостью рассмотрения многофазной расплавно-кристаллической смеси и совмещением двух достаточно сложных задач: динамической, состоящей в прослеживании перемещения тепла и вещества в пространстве, и термодинамической, заключающейся в определении фазового состава, содержаний элементов в фазах системы при заданных, но эволюционирующих внешних условиях.

Методологическая стратегия анализа таких многофакторных (по существу, статистических) систем хорошо развита в ряде областей химической физики. Она состоит в переходе от неэмпирического, исходящего из первых принципов, уровня математического описания к полуэмпирическому путем упрощения законов эволюции системы при сохранении их принципиальных особенностей. При этом теряется прямая связь между рядом фундаментальных констант системы и ее наблюдаемым поведением, т.е. некоторые ее параметры из задаваемых априори превращаются в подгоночные. Признаками того, что полуэмпирическая модель правильно отражает поведение реальных систем, служат, во-первых, качественное воспроизведение основных топологических особенностей корреляционных соотношений между признаками моделируемого объекта и, во-вторых, возможность количественного согласования модели и наблюдаемых фактов путем оптимизационного подбора подгоночных параметров при условии, что значения последних не выйдут за рамки допустимых по их физическому смыслу интервалов. Поэтому в определенном отношении наше исследование носит методический характер. Иллюстрацией продуктивности такого методического подхода служат, как мы полагаем, полученные в работе результаты.

МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННОСТИ ИНТРУЗИВОВ

Для интерпретации минеральной и скрытой расслоенности интрузивных тел основных и ультраосновных пород предложены многочисленные гипотезы, по сути представляющие весь арсенал петрологических концепций: последовательное внедрение порций магмы различного (изменяющегося во времени) состава (обычно без конкретизации механизма эволюции), например [55], внедрение расслоенной магмы [12], гравитационная диффузия [16, 68], термодиффузия [235], газовый перенос, например [15], магматизм и магматическое замещение [62], ликвация силикатных расплавов [58, 62, 66], различные варианты кристаллизационной дифференциации [11, 82, 101, 138 и др.]. Практически все эти гипотезы (кроме кристаллизационной дифференциации) не были предметом последовательного физико-химического анализа, поэтому в настоящее время невозможен ни их критический анализ по существу, ни конкретная оценка петрологической значимости. Однако целесообразно выделить центральные моменты этих концепций и ограничить круг главных, принципиальных фактов, объяснение которых для каждой гипотезы является обязательным; в противном случае они заранее должны быть отвергнуты как неприменимые к интерпретации процесса магматической эволюции, ведущего к формированию расслоенности.

К таким фактам надо отнести, во-первых, закономерности химического разнообразия пород, слагающих дифференцированные комплексы (закономерности внепространственной геохимической структуры), и, во-вторых, закономерности пространственного строения интрузивов (закономерности пространственной геохимической структуры). Первые закономерности прежде всего определяются топологией диаграмм кристаллизации соответствующих расплавов, т.е. составами твердых фаз и сосуществующих с ними расплавов в зависимости от температуры, давления и (или) степени фракционирования, осложненной влиянием динамических факторов. Вторые закономерности целиком определяются динамикой процесса дифференциации и непосредственно отражают законы перераспределения в пространстве магматической камеры компонентов затвердевающего и эволюционирующего по составу расплава. Важнейшими параметрами, количественно характеризующими пространственное строение дифференцированных комплексов, являются распределения по разрезу пластовых интрузивов содержащий элементов и минералов. Именно эти наблюдаемые параметры — химические составы пород, ассоциации породообразующих минералов и распределения содержащий элементов и минералов по разрезу расслоенных

комплексов — и являются главными, важнейшими, которые должны получить интерпретацию на основе каждой гипотезы магматической эволюции; они и явились предметом моделирования в наших исследованиях.

Такие параметры пород, как их структуры, выявляемые иногда признаки локальных неравновесий (например, появление в траптовых интрузивах фаз, несовместимых с парагенезисом главных породообразующих минералов — аксессуарных металлов, карбидов и т.п.), неоднородности состава и структуры, проявленные как в латеральном (параллельно слоистом), так и в вертикальном направлении, неоднозначность пространственных взаимоотношений структурных элементов пород и интрузивов с появлением локальных признаков взаимодействия и др., мы считаем второстепенными, требующими специального дополнительного анализа, но анализа на основе моделей, объясняющих, не противоречащих фактам, которые являются ведущими.

Такая иерархия, соподчиненность задач интерпретации представляется обязательной; в противном случае, как это часто бывает в геологии, отдельные стороны оказываются неправомерно выделенными, их значение гипертрофировано. Конечно, выбор главных и второстепенных фактов является достаточно субъективным; более того, некоторые факты, отнесенные к "второстепенным", могут в действительности оказаться критическими по отношению к той или иной модели, но выявить эту ситуацию может только дальнейший последовательный анализ и углубленная разработка модели. Выделение в группу ведущих тех параметров, которые характеризуют основные закономерности пространственного распределения химических элементов и фаз, ими образуемых, с нашей точки зрения оправдано тем, что именно эти параметры непосредственно отражают физико-химический механизм магматической эволюции — перераспределение и разделение в пределах магматической камеры независимых компонентов, поведение каждого из которых определяется его индивидуальными свойствами.

Разнообразие пород расслоенных комплексов основных и ультраосновных пород и, в частности, интрузивных силлов траптовой формации обычно отражает колебания содержания главных породообразующих минералов — оливинов, пироксенов, плагиоклаза и некоторых аксессуарных — хромита, ильменита, титаномагнетита; в низкотемпературных поздних продуктах дифференциации могут появляться кварц, щелочной полевой шпат, водосодержащие минералы (амфиболы и слюды). Вариации относительных количеств этих минералов, а также закономерное изменение их химического состава однозначно связаны с закономерностями вариаций химического состава пород и содержания в них элементов-примесей. Классическим в петрологии является вывод о том [11, 92, 101, 118, 49 и многие другие], что практически все геохимические параметры, характеризующие это разнообразие, полностью согласуются с закономерностями поведения элементов в процессе кристаллизационной дифференциации соответствующих силикатных систем. Важнейшими из них являются следующие:

1) закономерности ассоциаций породообразующих минералов и их изменение в ходе магматической эволюции (в направлении понижения температуры затвердевания);

2) закономерности сопряженной эволюции химического состава породо-

образующих минералов—твердых растворов в полном соответствии с закономерностями последовательной смены минеральных ассоциаций;

3) закономерности распределения на этом фоне различных второстепенных элементов, например Ni, Co и Cr, накапливающихся в ранних породах, сложенных высокотемпературным парагenezисом породобразующих минералов, или некогерентных элементов K, Rb, U, Th, Zr, Tl и многих других, обогащающих поздние, низкотемпературные фракции продуктов магматической эволюции.

Именно этот круг фактов, многократно повторенный и постепенно расширяющийся, и является главным аргументом в пользу ведущей роли равновесия кристаллы—расплав в ходе магматической эволюции. Уже этих признаков достаточно, чтобы из перечисленных в начале главы механизмов выделить механизм кристаллизационной дифференциации. Однако в современной петрологической литературе обычно без критического анализа этих фундаментальных закономерностей обсуждаются и другие, альтернативные гипотезы магматической эволюции, привлекающие иные механизмы для интерпретации расслоенности интрузивных комплексов. К сожалению, почти все обсуждаемые механизмы (термодиффузия, газовый перенос, метамагматизм, силикатная ликвация) в настоящее время не охарактеризованы строгими физико-химическими экспериментальными данными, термодинамика их остается практически не изученной в той мере, в какой это необходимо для конкретного сопоставления с составами пород, и поэтому конкретный критический анализ их невозможен. Они остаются как допустимые (с точки зрения объяснения разнообразия химического и минерального состава пород) петрологические модели по крайней мере до накопления необходимых экспериментальных данных. Только простейший из возможных механизмов — гравитационная диффузия — может сегодня быть охарактеризован количественно; необходимые для такого анализа термодинамические параметры (молярные объемы и плотности компонентов силикатных расплавов) в настоящее время экспериментально определены.

Конкретный анализ закономерностей гравитационной диффузионной дифференциации показал [122], что закономерности вариаций составов пород дифференцированных серий и комплексов (изменение содержаний Al_2O_3 , FeO, MgO, CaO в зависимости от содержания SiO_2) никак не согласуются с равновесным распределением компонентов расплава в гравитационном поле, а такие геохимические параметры, как отношения содержаний FeO/MgO и CaO/MgO, имеют противоположные корреляции с содержанием SiO_2 в магматических сериях и модельной системе. Уже по этим признакам гравитационная диффузия может быть исключена из списка петрологически важных процессов формирования расслоенности интрузивных силлов.

С нашей точки зрения, даже такое, весьма предварительное сопоставление возможности построить непротиворечивую интерпретацию наблюдаемых закономерностей разнообразия пород дифференцированных комплексов на основе различных гипотез выделяет в качестве наиболее перспективной задачу разработки строгой и последовательной физико-химической теории магматической эволюции на основе модели кристаллизационной дифференциации. Собственно, по этому пути как главному и идет современная петрология. Однако прогресс последних десятилетий в области эксперимен-

тальной петрологии, изучении физических свойств силикатных расплавов и петролого-геохимическом исследовании магматических образований наряду с детализацией и развитием концепции кристаллизационной дифференциации привел к установлению фактов, которые ей как будто противоречат. Обращается внимание на развитую во многих интрузивах ритмическую расчлененность с резким изменением состава пород на границах слоев, на противоречащее гравитационному принципу распределение дифференциатов в разрезах многих расслоенных массивов в целом и в отдельных ритмах и т.п. Был выявлен также ряд проблематичных моментов и в представлениях о механизмах кристаллизационной дифференциации магм — о причинах и характере конвекции в магматических камерах, об относительном значении в транспорте оседания кристаллов, диффузии и конвекции и др. Видимо, этими причинами обусловлено появление множества нередко взаимоисключающих петрогенетических схем, среди которых наряду с кристаллизационными имеются и базирующиеся на представлениях о ведущей роли ликвации, флюидного транспорта, термо- и гравидиффузии и резко сужающие рамки собственно магматического процесса (контаминация вмещающих пород, магматическое замещение), наконец, существуют и представления, вовсе отвергающие магматическое происхождение расслоенных комплексов (метаморфизм осадочных толщ). Большинство из приводимых аргументов против возможности построить понимание магматической эволюции на основе гипотезы кристаллизационной дифференциации сводится к особенностям пространственного строения расслоенных интрузивов.

Закономерности пространственной геохимической структуры расслоенных интрузивов (закономерности минеральной и скрытой расслоенности) заключаются в существовании устойчивых пространственных взаимоотношений различных пород в объеме интрузивов. Детальные исследования разных типов расслоенных комплексов [101, 90, 118] позволили в пределах пластовых интрузивов выделить три генетически различные группы пород: нижняя приконтактовая зона, верхняя приконтактовая зона и расслоенная серия. Основной объем большинства интрузивов сложен породами расслоенной серии. Состав пород и строение нижней и верхней приконтактовых зон различны; расслоенная серия сложена чередующимися в определенной последовательности, осложненной ритмическим повторением, породами, отличающимися парагенезисом главных породообразующих минералов (минералов первой структурной группы [42] или кумулятивных минералов [101]). Важнейшей закономерностью строения расслоенной серии является обычно наблюдаемая строгая последовательность смен минеральных ассоциаций породообразующих минералов и изменения их состава от высокотемпературных в нижних частях разрезов к низкотемпературным в верхних. Таким образом, общей особенностью строения расслоенных пластовых интрузивов является резко проявленная асимметрия строения, ось которой при нормальном залегании интрузива направлена параллельно силе тяжести. Для всех групп пород расслоенных интрузивов характерны отсутствие признаков интрузивных между собой контактов, взаимных пересечений, устойчивость параметров пород в пределах значительной горизонтальной протяженности. Направленность эволюции состава нижней и верхней приконтактовых зон обычно противоположна

направленности эволюции в расслоенной серии, и в участках их сочленения наблюдается инверсия в распределении содержаний элементов и минералов.

Обычно, несмотря на определенную дискретность составов конкретных переслаивающихся пород, слагающих расслоенные серии, наблюдается постепенное, или, лучше сказать, последовательное, ступенчатое, взаимно согласованное изменение набора и состава породообразующих минералов и состава пород в целом, а также содержания в них характерных элементов-примесей. Эти закономерности явились основанием для введения понятия о фракционировании расплава в ходе становления расслоенных интрузивов и магматических серий [11], в соответствии с которым формирование последовательных расплавов и возникающих при их кристаллизации пород происходит в результате последовательного отщепления определенных фракций вещества (в модели кристаллизационной дифференциации — фракций твердых фаз) от исходной, первичной для данного дифференцированного комплекса, магмы. С этой точки зрения последовательности пород в расслоенных сериях интрузивных комплексов с их закономерностями пространственных соотношений (закономерностями пространственного строения интрузивов) должны непосредственно быть связаны с конкретной схемой фракционирования соответствующих силикатных систем. Фракционный характер процесса, отраженный в этих пространственных закономерностях, представляется важнейшей характеристикой любой модели, претендующей на интерпретацию наблюдаемого внутреннего строения расслоенных комплексов.

Имея в виду эти общие закономерности пространственного строения расслоенных интрузивов, можно попытаться сопоставить их с качественными следствиями возможных моделей динамики различных механизмов дифференциации.

Гравитационная диффузия, в принципе способная объяснить асимметрию строения расслоенных интрузивов, приводит, как указано выше, к закономерностям изменения состава, отличающимся от наблюдаемых в разрезах дифференцированных интрузивов. Кроме того, эта простая модель не может объяснить закономерности строения верхней и нижней приконтактных зон с инверсией геохимических параметров на их границах.

Термодиффузия без дополнительных специальных условий должна вести к симметричному распределению компонентов расплава при обычном для остывающих относительно маломощных силлов симметричном температурном поле; иными словами, свойства модели противоречат наблюдаемой асимметрии строения расслоенных серий. Она также не может объяснить особенности верхней и нижней приконтактных зон.

Эти две простейшие модели дифференциации гомогенного расплава не приемлемы для объяснения петрогенетических процессов и с точки зрения кинетики: диффузионный механизм переноса вещества за время существования гомогенных расплавов в остывающих и затвердевающих интрузивах не может привести ни к каким количественно значимым результатам. Это было ясно уже Боуэну [11] и полностью подтверждено недавними количественными оценками, например [110, 70]. Невозможность объяснить этими механизмами закономерности строения природных интрузивов лишь подтверждает эту оценку.

Общие особенности динамики газового переноса как механизма перераспределения вещества в вертикальном направлении в принципе совместимы с асимметрией строения расслоенных серий, но для объяснения закономерностей строения приконтактных зон с инверсией распределения компонентов, очевидно, требуется привлечение каких-то дополнительных факторов, которые никогда не обсуждались в литературе. Кроме того, необходимо подчеркнуть, что из-за малой плотности магматической газовой фазы и, в общем, малой растворимости в ней компонентов главных породообразующих минералов возможность на основе этой гипотезы построить количественную интерпретацию масштабов перераспределения вещества в ходе магматической эволюции надо считать весьма проблематичной. По крайней мере и эта сторона требует специального физико-химического анализа, который отсутствует в опубликованных работах, привлекающих этот гипотетический механизм для объяснения формирования расслоенности.

Гипотезы метамагматизма и магматического замещения в приложении к расслоенным комплексам основных и ультраосновных пород сформулированы в столь общей форме, что остается совершенно не ясным, как в рамках таких представлений можно объяснить не только конкретное разнообразие составов пород, но, что более важно, и конкретные закономерности их изменения в пространстве интрузивов, асимметрию строения, существование приконтактных зон с иными (и разными для верхней и нижней зон) особенностями строения и др. В этом отношении отмеченные гипотезы нужно считать практически совершенно не разработанными, что не позволяет даже качественно оценить их способность объяснить наблюдаемые факты.

Привлечение представлений о принципиальной роли ликвации силикатных расплавов в ходе формирования и дифференциации расслоенных комплексов в значительной степени обусловлено стремлением понять одну из самых замечательных особенностей их строения — явление ритмической расслоенности. При этом считается достаточным сослаться на кажущееся очевидным свойство этого механизма — разделение исходной однородной жидкости на два слоя разного состава с резким между ними контактом. Однако еще Боуэн заметил, что с точки зрения механизма пространственной дифференциации ничего в принципе не изменится, если вместо разделения на две фазы — твердую и жидкую — мы постулируем разделение на две жидкие фазы. При этом Боуэн подчеркивал, что с точки зрения условий разделения в пространстве разделение на два жидких слоя значительно менее вероятный процесс, чем разделение на слой расплава и слой расплава с концентрированными в нем кристаллами, так как в первом случае значительно меньше разница плотности фаз, от чего в наибольшей степени зависит возможность пространственного их разделения. Но важнее даже другое — с точки зрения механизма разделения в пространстве на слои, отличающиеся по фазовому и химическому составу, ссылка на ликвационное отделение второй жидкости ничего не изменяет по сравнению с отделением твердой фазы от жидкости — и то и другое фазовое превращение требует последующего пространственного перераспределения фаз под действием одного и того же фактора — силы тяжести. Для решения этой альтернативы — какой механизм лучше объясняет разделение исходного расплава на два слоя разного состава — требуется не ссылка на другой тип фазового

равновесия, а анализ динамики процесса разделения фаз. Стоит подчеркнуть, что, несмотря на то что эти соображения были высказаны еще 60 лет назад, даже в современных работах, привлекающих ликвационный механизм для объяснения расслоенности, эта сторона дела остается совершенно без внимания.

Однако ясно, что объяснение механизма разделения на два слоя не есть еще объяснение формирования ритмически повторяющихся слоев, т.е. той основной особенности строения расслоенных комплексов, для интерпретации которой чаще всего и привлекается ликвация. Для понимания ритмической повторяемости необходимы дополнительные предположения, например об особенностях динамики охлаждения интрузивов. Сторонники ликвационной гипотезы обращаются к явлению последовательного перемещения в пространстве интрузива фронта охлаждения [86], что по своему смыслу совершенно аналогично объяснению ритмического характера кристаллизации [121, 118, 89]. Этот механизм возникновения ритмичности как контролируемый диффузией представляется сейчас маловероятным ([110]; см. также гл. 3), однако снова подчеркнем, что и эта проблема — проблема ритмической повторяемости — должна найти решение в рамках физико-химического анализа динамики процесса. Просто ссылка на иной тип фазового перехода — ликвация вместо кристаллизации — ничего не решает.

Наконец, опубликованные до настоящего времени представления об определяющей роли ликвации в формировании расслоенности интрузивов основных и ультраосновных пород оставляют совершенно без внимания главные конкретные особенности их пространственного строения, в частности асимметрию строения расслоенных серий, приконтактных зон; они не предполагают никакого механизма последовательного фракционирования исходной магмы. Иными словами, гипотеза ликвации упирается в целый ряд проблем как термодинамического, так и динамического характера, без решения которых она не может рассматриваться как петрологически реалистичный механизм магматической эволюции.

Попытки построить объяснение закономерностей внутреннего строения расслоенных интрузивов, привлекая представления о последовательном внедрении различных расплавов, так же как и гипотеза внедрения уже расслоенной (по неизвестному механизму) магмы, требуют специального анализа иных процессов, проходивших на докамерной стадии. Не отрицая возможности таких явлений, хотим отметить, что для того чтобы эти процессы действительно могли бы объяснить устойчивые, постоянно повторяющиеся закономерности пространственного строения интрузивов, необходимо доказать, что всегда условия последовательного внедрения закономерно изменяющегося по составу расплава были одинаковыми, например что относительное положение внедряющихся расплавов разной степени фракционирования в пространстве интрузива было всегда одно и то же. По-видимому, это слишком жесткое условие, требующее специального обоснования.

Таким образом, все предлагаемые в качестве альтернативных кристаллизационному механизмы магматической эволюции фактически в современной своей форме не в состоянии объяснить не только весь комплекс главных особенностей строения расслоенных интрузивов, как он сформулирован выше, но даже те отдельные факты, которые кажутся противоречащими

кристаллизационной дифференциации и для интерпретации которых эти механизмы привлекаются. Необходима дальнейшая разработка этих моделей, прежде чем был бы возможен их конструктивный и критический анализ. В такой ситуации основные аргументы в пользу петрологической реалистичности кристаллизационной дифференциации оказываются значительно более весомыми, что делает задачу исследования динамики этого механизма наиболее актуальной.

В литературе обсуждаются различные механизмы разделения кристаллов и жидкости в пространстве интрузивной камеры. Их можно подразделить на два типа: направленная кристаллизация без относительного перераспределения в пространстве твердых и жидкой фаз с диффузионным переносом компонентов к фронтам кристаллизации и от них и с возможным конвективным перемешиванием расплава и разделение кристаллов и расплава в объеме кристаллизующейся магмы.

Первый механизм в своем простейшем варианте рассматривался еще Беккером в 1897 г.; к нему обращался Хесс [169] и др. В последние годы динамика этого механизма кристаллизационной дифференциации была количественно изучена В.Н. Шарповым с соавт. [116, 117]. Основной проблемой динамики этого механизма является количественная оценка условий и самой возможности эффективного диффузионного массопереноса для объяснения наблюдаемых масштабов дифференциации вещества в объеме интрузивной камеры. Простое сопоставление скорости потери тепла интрузивной магмой и скорости диффузионного перераспределения вещества привело уже Боузна [11] к выводу о том, что этот механизм количественно совершенно неэффективен: любой объем интрузивной магмы быстрее потеряет тепло и полностью затвердеет, чем диффузия успеет привести к сколько-нибудь заметному изменению состава расплава. Этот вывод был полностью подтвержден количественным анализом динамики затвердевания пластового интрузива в работе [110]; соответствующая модель подробно анализируется в гл. 3 этой книги. Практически к такому же результату приходят авторы работы [117] — достаточно сравнить приведенные в ней распределения различных элементов в природных интрузивах и магния в рассчитанной модели, хотя авторы этих различий не подчеркивают и, судя, по тексту, соответствующего вывода не делают. Показателем полной невозможности объяснить на основе такой — диффузионной — модели реальные закономерности строения расслоенных пластовых интрузивов служит вынужденная необходимость при попытке решить эту задачу обращаться к совершенно невероятному с физико-химической точки зрения предположению о значительных и периодических колебаниях величин эффективных коэффициентов распределения компонентов в ходе затвердевания интрузивов [116].

Интересной разновидностью такой диффузионной модели, осложненной конвективным перемешиванием расплава, является модель направленной снизу вверх (от подошвы к кровле) кристаллизации, исследованной в работах Джексона [180], А.А. Ярошевского [121], Е.В. Шаркова [118], С.М. Кравченко [49], Кэмпбелла [134], Ирвайна [177], Мак-Бирни [119] и др. В основе этих моделей лежит предположение о том, что в условиях адиабатической конвекции жидкости температура ликвидуса должна раньше достигаться у дна магматической камеры. Поэтому гомогенное зарож-

дение кристаллов происходит только в придонном слое расплава небольшой мощности, а выделяющаяся здесь теплота кристаллизации переносится свободной конвекцией к кровле и отдается во вмещающие породы. Разделение компонентов расплава, обеспечивающее дифференциацию, происходит в пределах слоя кристаллизации и контролируется диффузионным переносом. Считается, что только такой характер процесса затвердевания и кристаллизационной дифференциации может объяснить особенности строения ритмически расслоенных серий [118, 134, 196]. Однако несмотря на кажущуюся привлекательность такой модели для понимания условий формирования ритмически расслоенных пород и объяснения некоторых их структурных и химических особенностей, эта модель сталкивается с физическими сложностями, которые требуют специального дальнейшего анализа. Главные из них следующие.

Во-первых, все разделение компонентов расплава, согласно модели, происходит в пределах диффузионного слоя, примыкающего к нижнему фронту затвердевания; скорость и эффективность этого диффузионного разделения целиком определяется возникающими градиентами концентрации в этом слое, которые, в свою очередь, зависят от степени затвердевания расплава в гетерогенной области и количественно определяются зависимостью концентраций компонентов в жидкости на ликвидусе от температуры (см. анализ этих зависимостей в работе [110]). Поэтому на этот механизм накладываются все ограничения, которые вообще характерны для диффузионно-контролируемых процессов. Лишь принудительная (не свободная тепловая!) конвекция может привести к тому, что мощность этого слоя может стать сколь угодно малой, а градиенты соответственно сколь угодно большими. Условия возникновения такой конвекции не просто себе представить; по крайней мере в цитированных работах они не обсуждаются (см. дополнительные соображения по этому поводу в гл. 3 этой книги).

Во-вторых, такая модель, как и любая другая модель затвердевания интрузивной магмы, обязательно предполагает потерю тепла через кровлю интрузива. Эта потеря тепла неизбежно должна вести к зарождению кристаллов и кристаллизации у кровли камеры с дальнейшим их погружением и всеми следствиями, которые подробно рассматриваются в соответствующих разделах этой книги. Погружение кристаллов в более нагретые участки камеры как в результате их седиментации, так и в ходе конвективных движений расплава со взвешенными кристаллами ведет к быстрому охлаждению относительно перегретых участков расплава, и во всем объеме конвектирующего магматического расплава должна очень быстро установиться температура ликвидуса. Некоторый перегрев, обусловленный адиабатическим эффектом, должен исчезнуть, так как связанный с ним избыток тепла в расплаве очень мал по сравнению с потерей магмой тепла, обусловленного появлением взвешенных кристаллов (удельная теплота кристаллизации силикатов более чем на два порядка превышает удельную теплоемкость расплава). Это приведет к тому, что даже если в начальный момент и возникнет некоторый адиабатический перегрев магмы в верхних частях камеры (выше кристаллизующегося у дна слоя), то он будет очень быстро ликвидирован, магма во всем ее объеме станет насыщенной по отношению к выделяющимся твердым фазам, и модель приобретет все свойства клас-

сической седиментационной модели. Для того чтобы процесс сохранил необходимые для модели направленного снизу вверх затвердевания свойства, требуется столь тонкий баланс тепловых процессов на верхней границе камеры (все подводимое снизу тепло полностью переходит в породы кровли и гомогенное зарождение твердых фаз не происходит), что реалистичность ее становится проблематичной. Для доказательства физической возможности такой модели нужны специальные исследования.

На фоне этих сложностей и неопределенностей значительно более очевидной остается классическая ("боуэновская") модель кристаллизационной дифференциации, в которой в качестве главного механизма дифференциации постулируется разделение в объеме интрузива жидкой и твердых фаз. Эта модель и явилась предметом подробного исследования на последующих страницах этой книги.

Конечно, эти краткие замечания не должны рассматриваться как доказательство, тем более окончательное, неприменимости всех остальных упомянутых моделей и их разновидностей в петрологии. Цель их скорее была в том, чтобы обратить внимание на главные проблемы, которые необходимо решить, прежде чем строить соответствующие петрологические концепции, а также в обосновании перспективности попытки разработать схему интерпретации основных петрологических закономерностей расслоенных комплексов основных и ультраосновных пород на основе классической схемы кристаллизационной дифференциации. Сама возможность, обоснованная, как нам кажется, в настоящей работе, количественно воспроизвести наблюдаемые закономерности строения простейших расслоенных объектов на основе этой концепции является аргументом в пользу ее реалистичности, а физически непротиворечивый и последовательный характер разработанной модели позволяет надеяться, что она имеет общее для динамики магматизма значение.

Глава 2

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ МОДЕЛИРОВАНИЯ (долеритовые силы)

Для детального исследования и проверки теоретических моделей мы избрали интрузивные траппы Сибирской платформы — региона с типичным и хорошо изученным развитием трапповой формации.

Дифференцированные долеритовые силы Сибирской платформы были подразделены А.П. Лебедевым [55] на ряд типов, из которых наиболее распространенными являются норильский, аламджахский и ангаро-могдинский [73]. Несмотря на то что отмеченные интрузивы отнюдь не обособляются в дискретные группы (имеются интрузивы, обладающие промежуточными характеристиками), в целом предложенная классификация исчерпывает разнообразие схем строения силлов и удобна для систематического рассмотрения материала.

Объектами нашего изучения были Вельминский и Вавуканский (аламджахский тип), Кузьмовский и В-304 (ангаро-могдинский тип) трапповые

интрузивы. Единственный критерий для их выбора заключался в возможности построения полного разреза интрузива, поскольку основной моделируемой характеристикой является распределение главных и рассеянных элементов по вертикали силлов. Возможность качественной и количественной интерпретации интрузивов норильского типа в рамках предложенных нами моделей была продемонстрирована в работах М.Б. Днепровской [26, 27] и Т.Е. Зенько [30].

КЛАССИФИКАЦИЯ ДОЛЕРИТОВ

Классификация пород интрузивных траппов еще окончательно не устоялась, что видно хотя бы на примере последних публикаций, специально посвященных этому вопросу. Так, даже в единой серии монографий "Магматические горные породы" количественные значения некоторых классификационных параметров, приведенных в работах [59] и [60], несколько различаются.

5007
Гипабиссальные породы нормального ряда по вещественному составу подразделяются на два семейства — пикродолеритов и долеритов. Первое представлено единственным видом — пикродолеритом, а второе по химизму разбивается на три вида — оливиновый долерит, долерит и лейкодолерит. В каждом виде с использованием дополнительных критериев, в том числе структурных, выделяются разновидности. Мы ни в коей мере не ставим под сомнение целесообразность такой общей систематики. Однако для нашей задачи — генетической интерпретации разреза интрузивов, выделения в них участков, имеющих одинаковое происхождение, и построения на этой основе генетической схемы строения силлов — приведенная классификация оказывается неудобной.

Как показал наш опыт, из-за слабой контрастности дифференциатов расслоенных силлов и, в общем, искусственного, договорного характера различий между видами долеритов границы в разрезах пород по вещественной номенклатуре обычно не совпадают с границами пород различного генезиса и, следовательно, проходят внутри "генетически единых" слоев. Было практически однозначно установлено, что способ образования породы отражается на ее структуре, и, забегая вперед, скажем, что границы между структурно-петрографическими видами долеритов в реальных силлах совпадают с границами между видами пород в модельных интрузивах. Таким образом, предлагаемые нами структурно-петрографические виды имеют естественное однозначное генетическое истолкование, в чем и состоит главное преимущество предлагаемой систематики.

В строении дифференцированных долеритовых силлов отчетливо выделяются верхняя и нижняя приконтактные зоны (ВПЗ и НПЗ), сложенные обычно микро- и мелкозернистыми долеритами, и расслоенная серия (РС), заполняющая основной объем интрузивов.

Среди интрузивных образований Сибирской платформы наиболее распространены породы с пойкилоофитовыми взаимоотношениями плагиоклаза и цветных минералов, часто почти целиком слагающие интрузивы. Предыдущими исследователями они рассматривались как однородные. Нашими работами установлено, что по морфологии, характеру распределения в объеме пород и зональности ойкокристаллов клинопироксена четко

выделяются собственно пойкилофитовые и такситофитовые долериты [37, 40, 44, 45]. Это позволило выявить признаки дифференциации в интрузивах, считавшихся прежде недифференцированными (в частности, в интрузиве В-304).

С учетом сказанного среди пород расслоенной серии можно выделить пять структурно-петрографических видов: 1) пойкилитовые пикриты, или пикродолериты; 2) пойкилофитовые долериты (ПОД); 3) такситофитовые долериты (ТОД); 4) призматическизернистые габбро-долериты (ГД); 5) пегматоидные феррогаббро или ферродиориты (ФГ).

Можно было бы, конечно, описать строение дифференцированных силлов и в рамках вещественной классификации, используя структурные разновидности, однако в этом случае на передний план выдвинулись бы частные особенности каждого объекта, а общие генетические закономерности оказались бы затухившими. Классификация, согласно методологическим принципам (см., напр.: [21]), не является самоцелью, но должна быть адекватна решаемой задаче. Существо обсуждаемого здесь вопроса заключается в том, какой номенклатурой пользоваться при описании расслоенных плутонов — традиционной (вещественной) или кумулятивной (в основе своей структурной).

Сильной стороной использованной нами систематики является практически однозначная макроскопическая диагностика всех структурно-петрографических видов пород, что удобно при картировании в поле: для проведения границ между породами нет необходимости делать химические анализы или количественно-минеральные подсчеты.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЯ ДОЛЕРИТОВ

В современных публикациях петрографическое описание долеритов обычно приводится предельно лаконично и формально, по-видимому, потому, что, применяя традиционный методический арсенал, мало что можно добавить к классическим описаниям и выводам В.С. Соболева [92]. Среди прочего В.С. Соболев обосновал выделение ряда периодов кристаллизации долеритов. Сопоставление строения природных объектов с результатами теоретического моделирования заставило нас искать признаки отличия условий выделения твердых фаз на ранних стадиях кристаллизации от условий на поздних стадиях формирования пород, слагающих расслоенную серию. В значительной мере благодаря использованию рентгеновского микроанализатора нам удалось найти такие признаки. В рамках данной работы нет возможности привести детальную аргументацию сделанных выводов. Полное структурно-петрографическое описание пород по классической схеме и его анализ можно найти в [42].

Пойкилитовые пикродолериты — обычно массивные мелко- и среднезернистые породы темно-серого цвета. Это наиболее богатый оливином вид среди пород интрузивных траппов — его содержание может достигать 60 об. %. Содержание плагиоклаза колеблется в пределах 5–35 об. %, клинопироксена — 10–35, ортопироксена — до 15 об. %.

Оливин пикродолеритов представлен идиоморфными кристаллами размером от 0,3 до 1,5 мм в поперечнике. Нередко грани кристаллов имеют сглаженный характер. Структурные позиции плагиоклаза, клино- и орто-

пироксена (если он присутствует) близкие. Выделения этих минералов образуют крупные зерна, пойкилитово заключающие в себе идиоморфные кристаллы оливина.

По форме минеральных индивидов и способу заполнения ими объема породы в структуре пикродолеритов можно выделить две группы. К I относятся образующие кристаллический каркас породы идиоморфные кристаллы оливина, ко II — пойкилитовые индивиды плагиоклаза и пироксенов. Структура этих пород традиционно интерпретируется как результат накопления индивидов оливина и их последующей цементации агрегатом II структурной группы.

Пойкилоофитовые долериты (рис. 1) — породы светло-серого цвета с горошчатой поверхностью, на которой при солнечном освещении отчетливо выделяются блеском крупные (до 1 см) ойкокристаллы клинопироксена. Эти ажурные ойкокристаллы заполняют объем породы на 70–80% и заключают многочисленные идиоморфные хадакристаллы плагиоклаза и редкие оливина. Кристаллы плагиоклаза (преобладающие размеры по удлинению 0,3–0,6 мм) равномерно распределены в породе, оливин же (преобладающие размеры 0,2–0,5 мм) концентрируются в основном между ойкокристаллами клинопироксена. Сюда же приурочены выделения ортопироксена и рудного минерала. Характер зональности ойкокристаллов клинопироксена и их взаимоотношения с другими минералами говорят о росте этих ойкокристаллов из ограниченного объема расплава в их нынешнем местонахождении [37, 44]. По форме минеральных индивидов, составу и способу заполнения объема породы выделены две структурные группы. К высокотемпературной I структурной группе, слагающей от первых процентов до 30–40% объема породы, отнесены однородные ядра призм плагиоклаза и кристаллы оливина. II структурная группа объединяет относительно низкотемпературный агрегат ксеноморфных зерен клино- и ортопироксена, рудного минерала и наружные каймы призм плагиоклаза.

Такситоофитовые долериты (см. рис. 1) обладают серой и темно-серой окраской и неровной бугристой поверхностью. На мелкозернистом фоне отчетливо выделяются черные пятна пироксенов (их размеры достигают 5–6 мм), придающие этим породам в отличие от описанных выше "рябой" облик.

Такситоофитовые долериты имеют мелкомасштабное неоднородное строение. На лейкократовом мелкозернистом фоне равномерно разбросаны многочисленные крупные субидиоморфные ойкокристаллы клинопироксена и реже оливина, содержащие немногочисленные хадакристаллы плагиоклаза. Последние мельче (0,3–0,5 мм), чем лейсты плагиоклаза в мелкозернистом агрегате (0,7–1,0 и до 4 мм). Этот агрегат и сложен преимущественно идиоморфными призмами плагиоклаза. В отличие от крупных (2–3 мм) редких ойкокристаллов мелкие (0,3–0,5 мм) идиоморфные кристаллы оливина также сосредоточиваются в мелкозернистом агрегате. Промежутки между идиоморфными индивидами этого агрегата выполнены ксеноморфными ветвящимися отрезками ойкокристаллов клинопироксена, ксеноморфными зернами ортопироксена, группирующимися около выделений оливина, рудного минерала и кварца. Иногда в мелкозернистом агрегате идиоморфные кристаллы так тесно сопри-

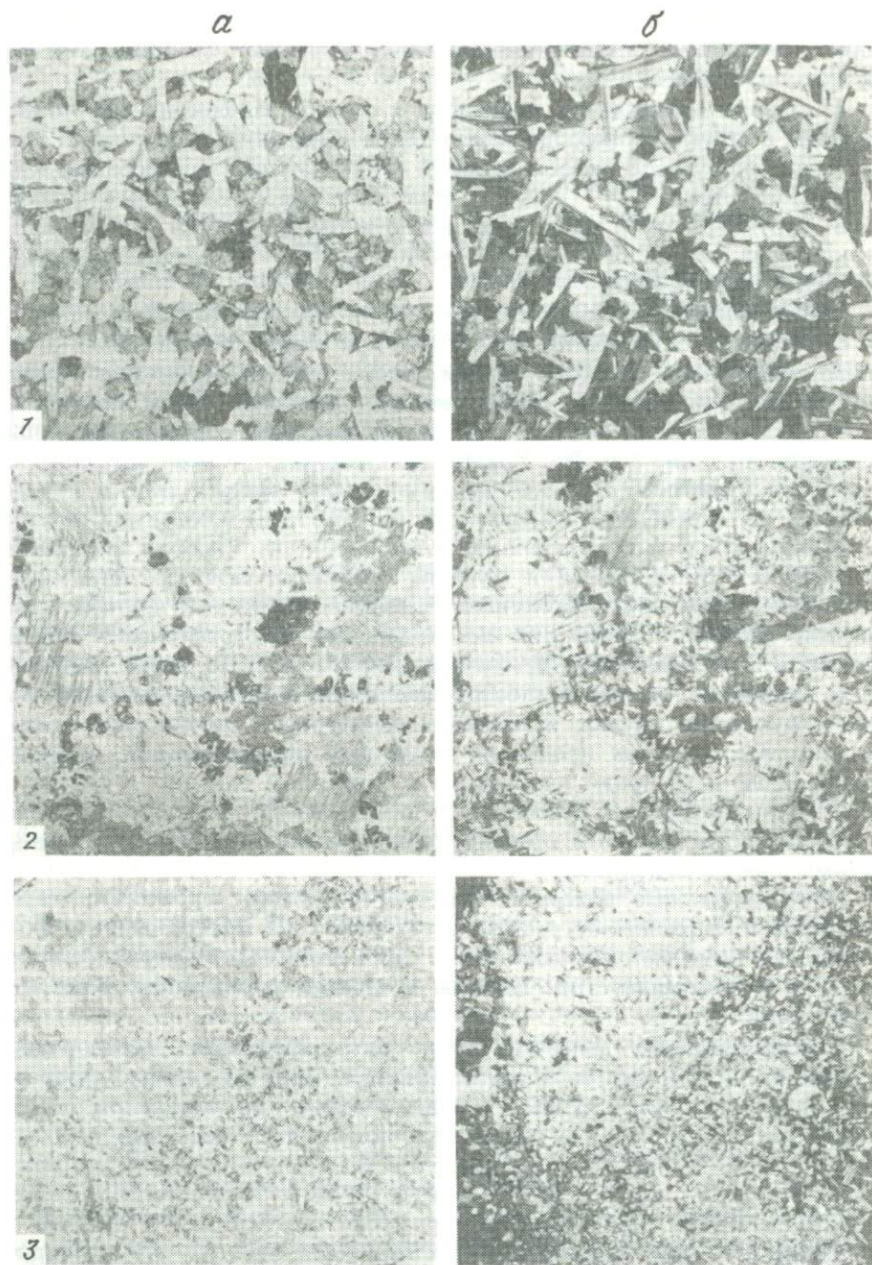


Рис. 1. Основные структурно-петрографические виды пород расслоенной серии долеритовых силлов

1 — призматическзернистые габбро-долериты; 2 — такситофитовые долериты; 3 — пойкилофитовые долериты; а — без анализатора; б — николи +

касаются, что ксеноморфные выделения рудного минерала, клино- и ортопироксена практически отсутствуют. Таким образом, порода характеризуется чередованием в пределах шлифа участков пойкилоофитовой, офитовой и призматическизернистой структур, которые различаются также и составом. Подобная структура названа Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом такситоофитовой [17].

Детальные исследования микроструктуры такситоофитовых долеритов Вельминского интрузива [42], выполненные с использованием большого количества микронзондовых определений состава минералов, показали, что составы ядер лейтс плагиоклаза мелкозернистого агрегата и хадак-кристаллов плагиоклаза, заключенных в ойкок-кристаллах пироксенов, совпадают и являются более основными, чем наружные каймы лейтс плагиоклаза. В отличие от узкой железистой малохромистой каймы переменного состава центральные части ойкок-кристаллов клинопироксена имеют однородный более магнезиальный и высокохромистый состав. Эти данные подтверждены микронзондовыми исследованиями зональности ойкок-кристаллов клинопироксена в такситоофитовых долеритах Вавуканского интрузива [37, 44].

По форме минеральных индивидов, их составу, взаимоотношениям и способу выполнения пространства в такситоофитовых долеритах выделены две структурные группы. К первой отнесен высокотемпературный минеральный парагенезис, представленный однородными кристаллами и ойкок-кристаллами оливина, однородными магнезиальными и высокохромистыми центральными частями ойкок-кристаллов клинопироксена, высококальциевыми ядрами лейтс плагиоклаза и отвечающими им по составу хадак-кристаллами плагиоклаза. Идиоморфные индивиды агрегата I структурной группы, слагаая около половины объема породы, касаются друг друга вершинами или ребрами и образуют ажурный кристаллический каркас, промежуток которого выполнены агрегатом II структурной группы. Он представлен наружными зональными каймами лейтс плагиоклаза и ойкок-кристаллов клинопироксена, ксеноморфными зернами ортопироксена, рудного минерала и кварца. Парагенезис II структурной группы более низкотемпературный, поскольку число фаз в нем больше и минералы — твердые растворы — представлены более низкотемпературными составами: клинопироксен содержит больше железа и меньше хрома, плагиоклаз богаче натрием.

Однородный состав индивидов I структурной группы говорит о незначительной их концентрации при кристаллизации в магме, а высокое содержание в породе свидетельствует об их последующем накоплении в современном местонахождении. Совокупность указанных признаков позволяет интерпретировать эти широко распространенные в интрузивных траппах горные породы как кумулаты индивидов высокотемпературной I структурной группы. Вторая структурная группа, переменный состав и парагенезис которой указывают на более низкотемпературную кристаллизацию в ограниченном объеме, является продуктом затвердевания интеркумулятивного расплава.

Габбро-долериты (см. рис. 1) — породы темно-коричневые с рыжеватым оттенком, нередко трахитоидной текстуры, как правило, среднезернистые, иногда крупнозернистые. Структура породы — призматическизер-

нистая. Плаггиоклаз и пироксен распределены в ней относительно равномерно и в отличие от описанных пород характеризуются примерно одинаковым высоким идиоморфизмом. Зерна плаггиоклаза (преобладающий размер 1,5–2,0 мм) в породе обычно крупнее зерен клинопироксена (преобладающий размер 0,7–1,0 мм). Оливин встречается в виде отдельных крупных (до 3–4 мм) ойкокристаллов и содержит включения плаггиоклаза и рудного минерала. Рудный минерал образует отдельные скопления (до 3–4 мм) и также встречается в виде отдельных мелких (0,3–0,4 мм), а иногда и крупных зерен (до 2–3 мм).

Исследования структуры габбро-долеритов с использованием микронзондового анализа минералов [37] показали, что особенности форм и состава слагающих породу минералов, их взаимоотношения позволяют выделить две структурные группы. К первой отнесен высокотемпературный парагенезис однородных по составу ядер таблиц плаггиоклаза и кристаллов клинопироксена, а также ойкокристаллы оливина с хадакристаллами плаггиоклаза и рудного минерала. Индивиды I структурной группы слагают несколько больше половины объема породы и касаются друг друга. Трахитоидная текстура является следствием планпараллельной ориентировки большей или меньшей части ядер таблиц плаггиоклаза.

Агрегат минералов II структурной группы заполняет промежутки кристаллического каркаса I структурной группы и представлен ксеноморфными каймами плаггиоклаза и клинопироксена (переменного состава), зернами ромбопироксена, рудных минералов и кварца. Парагенезис II структурной группы определяется как более низкотемпературный по сравнению с парагенезисом I структурной группы по более высоким содержаниям Na и Fe соответственно в плаггиоклазе и клинопироксене и большему числу фаз.

Таким образом, при интерпретации структуры габбро-долеритов справедливы те же рассуждения и выводы, что и при интерпретации структуры такситоофитовых долеритов. Кристаллы I структурной группы выделялись из большого объема магмы с низкой концентрацией твердой фазы при почти постоянной температуре, а затем сконцентрировались в месте своего нынешнего нахождения. Зерна II структурной группы образовались при затвердевании расплава, захваченного в промежутки агрегата I структурной группы, при постоянном снижении температуры.

Феррогаббро и габбро-пегматиты рассматриваются нами как крупно- и гигантозернистые разновидности габбро-долеритов, обогащенные рудными минералами, кварцем, гранофировым агрегатом. Обогащение этих пород железом, щелочами и другими элементами, накапливающимися в магме к концу ее эволюции, указывает на их формирование из наиболее глубоко фракционированного остаточного расплава.

Две структурные группы, выделенные в пойкилоофитовых и такситоофитовых долеритах и в призматическизернистых габбро-долеритах, отвечают последовательным этапам формирования пород. Первый этап – выделение при постоянной температуре из большого объема магмы кристаллов I структурной группы и их последующее накопление с образованием кристаллического каркаса. Второй этап – формирование агрегата II структурной группы в результате последовательного остывания и затвердевания жидкости, захваченной в промежутки кристаллического каркаса. На этом заканчивается собственно магматический этап,

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛОВ

Норильский тип. Интрузивы этого типа распространены на северо-западе Сибирской платформы и очень хорошо изучены, поскольку с ними связано промышленное медно-никелевое оруденение [20, 31, 32, 71, 73, 80, 81, 96 и др.]. Главным признаком, положенным в основу выделения этого типа, является присутствие в придонных частях силлов горизонта пикритового состава. Силлы имеют расслоенное асимметричное строение. Обобщенный разрез интрузивов норильского типа выглядит следующим образом. Вдоль нижнего контакта протягиваются контактовые долериты, выше которых залегают такситовые долериты. Эти породы образуют нижнюю приконтактовую зону. В основании расслоенной серии залегает горизонт пикродолеритов, который перекрывается пойкилофитовыми

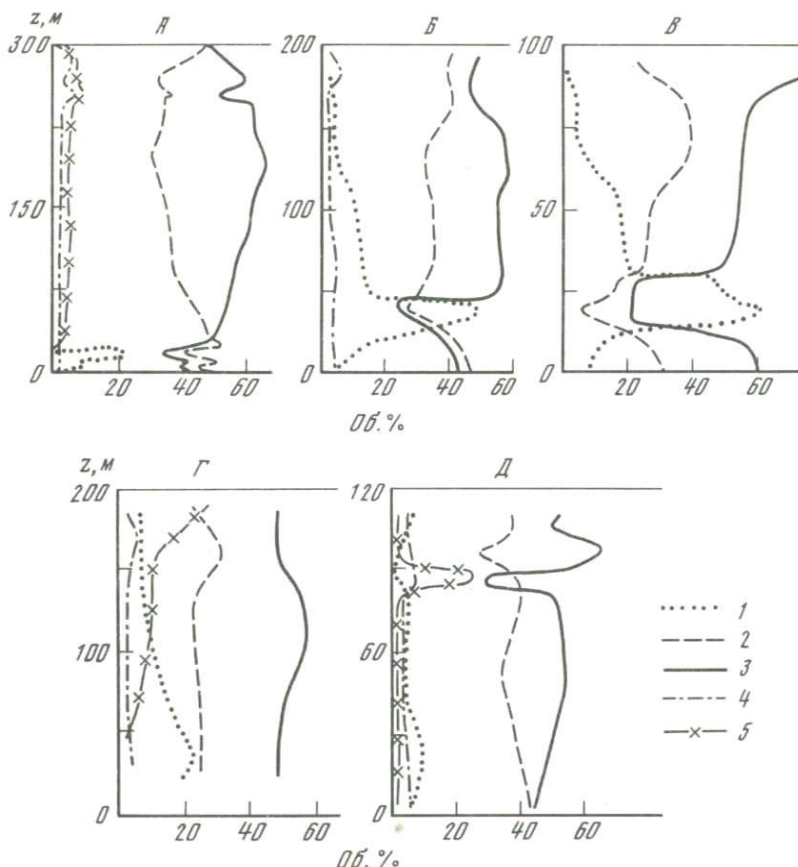


Рис. 2. Изменение модалного состава пород по разрезам дифференцированных долеритовых силлов

А – силл Палисейд [239]; норильский тип: Б – силл горы Черной [73], В – Талнахский интрузив [51]; аламджакский тип: Г – Холомолахский силл [95]; ангаро-могдинский тип: Д – Биллээхский силл [77]; 1 – оливин; 2 – пироксен; 3 – плагиоклаз; 4 – титаномagnetит; 5 – гранофировый агрегат; z – высота от подошвы интрузивов

Таблица 1. Химический состав пород Вельминского интрузива

Компо- ненты	(B1/76)	(B2/76)	(B3/76)	(B4/76)	(B5/76)	(B6/76)	(B7/76)	(B8/76)
	1	2	3	4	5	6	7	8
$z, \text{ м}$	0	3	6	10	15	20	25	30
z/L_0	0	0,023	0,046	0,077	0,115	0,154	0,192	0,231
SiO_2	48,62	47,79	48,21	47,68	49,62	49,43	47,95	48,66
TiO_2	0,82	0,82	0,92	1,32	0,74	1,25	0,81	0,96
Al_2O_3	18,23	17,14	17,92	12,17	18,23	16,95	16,15	18,64
FeO	9,49	9,88	9,95	12,35	9,13	10,34	9,36	8,75
MnO	0,25	0,21	0,23	0,25	0,16	0,19	0,21	0,13
MgO	8,57	10,49	9,08	12,38	6,66	6,25	9,29	6,59
CaO	11,76	11,39	11,91	11,67	12,91	13,05	13,83	13,20
Na_2O	2,01	2,02	1,51	1,74	2,31	2,08	2,11	2,67
K_2O	0,21	0,20	0,18	0,31	0,19	0,33	0,24	0,31
P_2O_5	0,04	0,06	0,08	0,13	0,06	0,12	0,06	0,10
Ni	95	130	125	120	115	90	120	90

Компо- ненты	(B19/76)	(B20/76)	(B21/76)	(B22/76)	(B23/76)	(B24/76)	(B25/76)	(B26/76)	(B27/76)
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
$z, \text{ м}$	85	90	95	100	105	110	115	120	130
z/L_0	0,654	0,692	0,731	0,769	0,808	0,846	0,885	0,923	1,000
SiO_2	50,32	49,80	49,84	49,92	47,62	48,54	48,35	49,08	48,43
TiO_2	1,68	1,83	2,03	2,06	2,69	3,05	2,95	2,79	3,68
Al_2O_3	12,62	13,82	14,50	13,82	13,16	12,89	13,28	13,54	11,08
FeO	12,59	12,72	13,01	13,55	16,30	15,31	16,25	15,34	18,10
MnO	0,25	0,23	0,23	0,25	0,26	0,27	0,27	0,23	0,29
MgO	6,93	6,06	5,27	5,17	5,80	5,90	5,09	4,81	4,28
CaO	12,96	12,76	11,86	11,80	11,22	10,66	10,55	10,80	9,31
Na_2O	2,24	2,32	2,69	2,65	2,51	2,84	2,55	2,60	3,72
K_2O	0,31	0,34	0,43	0,59	0,31	0,39	0,51	0,61	0,91
P_2O_5	0,11	0,12	0,14	0,18	0,13	0,15	0,19	0,19	0,20
Ni	45	48	35	35	42	35	30	20	25

Примечание. z — высота от подошвы интрузива, $L_0 = 130 \text{ м}$ — видимая мощность интрузива; главные элементы определялись методом полного силикатного анализа, Ni — атомно-абсорбционным методом в ЦАЛ ГЕОХИ АН СССР; здесь и в табл. 2–4, 18–21 содержания главных элементов приведены к 100 мас. % (все железо в виде FeO), второстепенных элементов — к 10^{-4} мас. %.

оливиновыми долеритами, сменяющимися вверх по разрезу такситоофитовыми оливинсодержащими долеритами. Прикровельная часть сложена пегматоидными кварцевыми габбро-диоритами со шширами диорит- и габбро-пегматитов. В некоторых случаях вблизи кровли присутствуют протяженные маломощные линзы существенно полевошпатовых пород.

(B9/76)	(B10/76)	(B11/76)	(B12/76)	(B13/76)	(B14/76)	(B15/76)	(B16/76)	(B17/76)	(B18/76)
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
35	40	45	50	55	60	65	70	75	80
0,269	0,308	0,346	0,385	0,423	0,462	0,500	0,538	0,577	0,615
49,30	49,45	49,17	49,81	50,32	50,19	51,76	51,23	50,80	50,31
1,01	1,06	1,22	1,13	1,11	1,21	0,71	0,81	1,55	1,60
17,58	18,37	18,06	17,95	16,87	17,31	20,01	15,43	17,30	15,48
9,18	9,72	8,76	9,94	10,20	9,81	7,21	9,63	10,86	12,11
0,19	0,18	0,19	0,18	0,22	0,21	0,14	0,24	0,19	0,25
7,63	5,77	7,32	5,61	6,33	5,88	4,21	6,81	4,49	4,83
12,33	12,58	12,24	12,40	12,12	12,35	12,55	13,11	11,37	12,12
2,40	2,46	2,59	2,52	2,45	2,57	2,85	2,35	2,81	2,69
0,29	0,29	0,33	0,35	0,30	0,32	0,46	0,32	0,47	0,48
0,08	0,11	0,11	0,11	0,08	0,15	0,10	0,07	0,16	0,14
74	60	60	65	45	58	40	45	45	50

Непосредственно вдоль границы с вмещающими породами обычно наблюдаются верхние контактовые долериты.

Примеры распределения породообразующих минералов в разрезах интрузивов норильского типа можно найти на рис. 2. Обращает на себя внимание резкое изменение состава пород на границе пикродолеритов с перекрывающими пойкилоофитовыми долеритами и постепенные изменения в остальной части расслоенной серии.

А л а м д ж а х с к и й т и п. Интрузивы этого типа относительно многочисленны, однако встречаются практически по всему ареалу развития интрузивных траппов [14, 43, 56, 57, 67, 73, 77, 81, 86, 120]. Подобно интрузивам норильского типа, они также характеризуются заметной расслоенностью и асимметрией, но в отличие от первых лишены горизонтов пикродолеритов. Признаком, объединяющим интрузивы аламджакского типа, является присутствие в их разрезах горизонта призматически-зернистых габбро-долеритов. Нами были изучены два интрузива этого типа — Вельминский и Вавуканский.

Вельминский sill был описан Н.В. Павловым [78], А.П. Лебедевым [57] и нами [43]. Он прослеживается на протяжении около 20 км вдоль меридионального участка долины р. Подкаменная Тунгуска, от верхнего уступа Вельминских порогов (давших название интрузиву) до шиверы Карга при впадении правого притока Майгунна (255–235 км от устья Подкаменной Тунгуски). Максимальная видимая мощность тела порядка 130–140 м. Нижний контакт не вскрыт. Интрузив подстилается красноцветными отложениями чуньской свиты нижнего ордовика и перекрывается кварцитовидными песчаниками среднего ордовика (байкитская свита). Возраст траппов нижнетриасовый.

Обобщение наблюдений более чем по 20 вертикальным пересечениям интрузива указывает на выдержанность его внутреннего строения по

Таблица 2. Химический состав пород Вавуканского интрузива

Компоненты	(BB-138)	(BB-139)	(BB-119)	(BB-120)	(BB-121)	(BB-122)	(BB-123)
	1	2	3	4	5	6	7
z, м	0	10	20	25	30	35	40
z/L ₀	0	0,100	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400
SiO ₂	49,41	48,93	47,06	48,26	47,58	48,25	47,99
TiO ₂	1,24	1,24	1,01	1,07	0,89	0,97	0,87
Al ₂ O ₃	15,50	15,48	16,91	16,74	17,03	16,89	17,54
FeO	11,71	11,70	10,74	10,70	10,43	10,53	10,41
MnO	0,32	0,30	0,26	0,27	0,26	0,27	0,27
MgO	7,54	8,12	10,14	8,74	10,32	9,84	9,69
CaO	11,43	11,46	11,62	11,74	11,45	11,12	11,05
Na ₂ O	2,26	2,21	1,92	1,96	1,70	1,75	1,85
K ₂ O	0,44	0,41	0,24	0,41	0,25	0,26	0,23
P ₂ O ₅	0,13	0,14	0,10	0,11	0,09	0,12	0,10
Ni	124	140	188	175	246	207	209
Co	60	50	55	55	69	64	70
Cr	293	300	268	529	340	271	209
Sc	31	30	26	24	25	25	25
V	241	237	184	205	168	182	165
Sr	179	179	177	215	158	197	189
Ba	150	140	160	170	140	130	110

	(BB-124)	(BB-125)	(BB-126)	(BB-131)	(BB-132)	(BB-127)	(BB-128)	(BB-134)
	8	9	10	11	12	13	14	15
z, м	45	50	55	58,4	58,5	60	65	67,5
z/L ₀	0,450	0,500	0,550	0,584	0,585	0,600	0,650	0,675
SiO ₂	48,68	49,42	49,98	49,38	50,73	50,75	50,34	51,04
TiO ₂	0,89	0,85	0,92	0,85	1,07	1,08	1,11	1,14
Al ₂ O ₃	17,66	17,75	17,53	17,50	15,17	14,13	15,86	14,02
FeO	10,12	9,49	9,31	10,48	9,88	10,24	10,36	10,20
MnO	0,25	0,25	0,25	0,27	0,26	0,27	0,28	0,28
MgO	9,53	7,42	6,82	7,01	7,10	7,40	6,78	7,39
CaO	10,62	12,66	12,87	12,21	13,45	13,53	12,81	13,19
Na ₂ O	1,91	1,84	1,95	1,95	1,95	2,11	2,00	2,14
K ₂ O	0,25	0,24	0,28	0,25	0,29	0,38	0,35	0,47
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,10	0,10	0,11	0,11	0,11	0,13
Ni	203	142	103	109	94	98	73	78
Co	69	59	54	55	40	54	54	49
Cr	193	503	490	343	720	670	370	336
Sc	20	24	31	28	37	39	37	27
V	165	176	196	189	246	250	237	264
Sr	188	303	216	248	211	225	233	175
Ba	130	120	140	160	160	120	150	160

Компоненты	(BB-129)	(BB-135)	(BB-136)	(BB-137)	(BB-117)	(BB-118)	(BB-105)	(BB-104)
	16	17	18	19	20	21	22	23
z, м	70	75	80	85	90	95	97,5	100
z/L ₀	0,700	0,750	0,800	0,850	0,900	0,950	0,975	1,000
SiO ₂	50,84	51,16	51,36	51,98	50,60	49,52	50,14	49,81
TiO ₂	1,10	1,22	1,17	1,82	2,09	1,13	1,42	1,35
Al ₂ O ₃	14,97	14,35	14,62	13,16	13,69	15,75	14,99	15,38
FeO	10,24	10,15	10,83	13,58	15,06	11,22	12,05	11,43
MnO	0,28	0,27	0,31	0,34	0,37	0,29	0,31	0,30
MgO	7,28	6,75	6,42	5,41	4,87	7,76	6,49	7,01
CaO	12,96	13,31	12,21	10,34	9,64	11,49	11,68	11,88
Na ₂ O	1,95	2,36	2,48	2,49	2,81	2,42	2,37	2,27
K ₂ O	0,28	0,30	0,44	0,60	0,65	0,30	0,40	0,40
P ₂ O ₅	0,10	0,13	0,15	0,29	0,23	0,12	0,15	0,17
Ni	79	84	78	49	49	132	86	110
Co	54	44	49	49	68	63	55	55
Cr	226	167	88	25	24	331	265	259
Sc	43	26	36	40	30	25	33	32
V	255	260	258	355	387	229	266	251
Sr	167	133	206	235	161	205	139	160
Ba	160	150	180	210	160	130	130	150

Примечание. L₀ = 100 м; здесь и в табл. 4 анализы выполнены: на главные элементы — в Центральной партии физико-химических исследований минерального сырья Комплексной экспедиции ВИМСа (г. Нарофоминск), Ni, Co, Cr, Sr — в атомно-абсорбционной, а Ba — в спектральной лаборатории кафедры геохимии МГУ, Sc, V — в рентгеноспектральной лаборатории ЦАЛ ГЕОХИ АН СССР.

простирацию. Породы образуют субгоризонтальные слои или протяженные линзы, занимающие вполне определенное положение в теле интрузива и закономерно сменяющие друг друга на всем протяжении силла. Снизу вверх в разрезе силла выделяются три слоя — такситоофитовые долериты (видимая мощность ~80 м), габбро-долериты (40 м) и феррогаббро, которые не образуют единого горизонта, а прослеживаются в виде цепочки приуроченных к кровле интрузива протяженных линз мощностью 3—5 м.

Интрузив был опробован на участке с максимальной видимой мощностью с шагом 5 м по вертикали. Результаты опробования приведены в табл. 1.

Другим изученным нами представителем аламджахского типа является *Вавуканский интрузив*. Он вскрыт в ряде обнажений по берегам Вилюя и его правого притока Вавукана. Ни в одном из обнажений интрузив не вскрыт полностью, однако в двух наиболее мощных скальных выходах (одно в 6 км выше по течению Вилюя от устья Вавукана, другое в 4 км ниже него, но из-за петлеобразного изгиба Вилюя в этом месте расстояние между обнажениями порядка 1,5 км) представлены протяженные по вертикали фрагменты разреза, которые были опробованы с шагом 5 м по вертикали.

Петрографические, петро- и геохимические данные показали, что эти два фрагмента с перекрытием представляют всю мощность интрузива, что позволило составить его сводный разрез, охарактеризованный в табл. 2 (см. также рис. 56). Верхняя и нижняя приконтактные зоны представлены микро- и мелкозернистыми долеритами. В расслоенной серии снизу вверх сменяются горизонты пойкилоофитовых и такситоофитовых долеритов.

Таблица 3. Химический состав пород Кузьмовского интрузива

Компоненты	(К18/76)	(К16/76)	(К15/76)	(К16/76)	(К14/76)	(К13/76)	(К12/76)	(К11/76)	(К10/76)	(К9/76)	(К8/76)	(К7/76)	(К6/76)	(К5/76)	(К4/76)	(К3/76)	(К2/76)	(К1/76)
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
z, м	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
z/L ₀	0	0,059	0,118	0,176	0,235	0,294	0,353	0,412	0,471	0,529	0,588	0,647	0,706	0,765	0,824	0,882	0,941	1,000
SiO ₂	49,95	50,38	51,68	49,57	49,54	50,33	48,74	48,82	49,03	48,19	48,76	49,59	50,09	51,22	51,62	50,45	51,24	49,83
TiO ₂	1,28	1,22	1,18	1,15	1,14	1,11	1,00	1,03	0,99	0,85	0,91	1,06	1,16	1,34	1,38	1,27	1,56	1,31
Al ₂ O ₃	15,51	15,81	14,11	14,89	14,81	14,62	15,04	15,11	14,80	15,28	14,49	15,68	15,50	15,62	14,89	15,23	14,97	15,33
FeO	11,30	10,89	11,26	11,47	11,42	10,96	11,23	11,26	11,31	11,26	11,11	10,74	11,52	11,20	11,56	11,72	12,06	11,33
MnO	0,18	0,17	0,20	0,20	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,16	0,17	0,16	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,17
MgO	8,02	7,86	8,90	9,66	9,79	9,93	11,17	10,97	11,07	11,94	11,11	8,99	7,98	6,08	6,54	6,94	5,87	7,64
CaO	10,35	10,40	9,75	10,08	10,21	9,95	9,98	10,18	10,15	9,99	11,16	11,03	10,70	11,19	10,99	11,21	10,77	11,42
Na ₂ O	2,06	2,29	1,89	2,01	1,98	2,23	1,97	1,87	1,90	1,79	1,81	2,19	2,22	2,41	2,07	2,36	2,42	2,08
K ₂ O	1,18	0,79	0,86	0,84	0,78	0,54	0,54	0,47	0,44	0,42	0,34	0,44	0,49	0,58	0,62	0,49	0,73	0,64
P ₂ O ₅	0,18	0,20	0,18	0,13	0,15	0,16	0,14	0,11	0,13	0,12	0,13	0,12	0,15	0,16	0,14	0,15	0,20	0,25
Ni	129	129	163	189	187	203	239	234	223	242	207	139	104	75	75	99	70	129
Co	52	52	56	60	53	50	56	54	56	58	55	70	47	42	46	46	41	51
Cr	123	135	116	107	104	98	100	98	94	103	278	288	112	100	109	194	119	128
Sc	36	36	31	33	33	31	31	30	28	30	32	38	38	45	45	43	43	41
V	250	300	270	250	240	230	210	220	200	190	200	300	280	290	340	300	260	310
Sr	235	226	272	254	234	224	209	221	216	232	182	207	214	221	211	204	207	290
Ba	186	166	186	201	162	157	170	159	157	160	166	157	168	180	182	174	195	159

Примечание. L₀ = 85 м; анализы на главные элементы — см. табл. 2; анализы на микроэлементы выполнены: Ni — в атомно-абсорбционной, остальные — в спектральной лаборатории кафедры геохимии МГУ.

тов, габбро-долеритов и феррогаббро. Пойкилоофитовые долериты отличаются повышенным содержанием оливина, а из примесей — Ni и Co. Для такситоофитовых долеритов и особенно габбро-долеритов характерно обогащение клинопироксеном и Cr.

Ангаро-могдинский тип объединяет слабодифференцированные интрузивы, которые, подобно интрузивам аламджахского типа, не проявляют приуроченности к какому-либо участку Сибирской платформы [48, 54, 67, 69, 74, 87, 95, 102 и др.]. Это наиболее распространенный тип дифференцированных силлов. Главным признаком дифференцированности силлов этого типа, придающим им асимметричность, считается наличие в их прикровельных частях линзовидных обособлений или горизонта пегматоидных траппов, в то время как основной объем силлов сложен пойкилоофитовыми долеритами с некоторым накоплением оливина в нижних частях разреза.

Из интрузивов, которые можно отнести к ангаро-могдинскому типу, нами детально изучены силлы Кузьмовский и В-304.

Кузьмовский силл долеритов расположен в нижнем течении р. Подкаменная Тунгуска, в 200 км от места ее впадения в Енисей, и разрезан долиной реки от кровли до подошвы. По данным А.П. Лебедева [57], силл залегает среди полосчатых мергелей кочумдекской свиты нижнего силура и сложен

свежими однородными пойкилоофитовыми долеритами. Состав и структура последних незначительно варьируют по разрезу, вследствие чего интрузив был отнесен к недифференцированным. В.В. Ревердатто [87] обнаружил в интрузиве признаки дифференциации — некоторое накопление оливина в нижних частях разреза и невыдержанные обособления долерит-пегматитов вблизи кровли.

Полный наиболее хорошо вскрытый разрез Кузьмовского силла обнажается в обрывистых скальных выходах на правом берегу Подкаменной Тунгуски, между поселками Кузьмовка и Кочумдек (В.В. Ревердатто называет эти выходы скалой Железной [88]). Мощность интрузива здесь составляет 85 м. Нижний контакт обнажается примерно на 60 м выше летнего уреза воды в Подкаменной Тунгуске.

Нашими полевыми наблюдениями, подтвержденными петрографическими исследованиями [41], установлено, что в разрезе, помимо микро- и мелкозернистых долеритов верхней и нижней приконтактных зон, отчетливо выделяются два горизонта. Нижняя часть расслоенной серии (~50 м) сложена пойкилоофитовыми долеритами, а верхняя (~20 м) — такситоофитовыми долеритами. Интрузив был опробован с шагом 5 м по вертикали. Результаты анализов приведены в табл. 3 (см. также рис. 54). Пойкилоофитовые долериты обогащены оливином и соответственно Ni и Co, а в

Таблица 4. Химический состав пород интрузива В-304

Компоненты	(B5-1)	(B5-2)	(B5-1a)	(B5-1б)	(B5-3)	(B5-4)	(B5-6)	(B5-7)
	1	2	3	4	5	6	7	8
z, м	0	3	5	8	13	15	20	25
z/L ₀	0	0,019	0,031	0,050	0,081	0,094	0,125	0,156
SiO ₂	50,07	49,88	49,25	49,22	48,92	49,22	49,69	48,87
TiO ₂	1,10	1,07	1,05	0,99	0,97	0,89	0,97	0,85
Al ₂ O ₃	15,62	15,64	15,72	16,01	16,07	15,82	15,72	15,88
FeO	10,64	10,93	11,42	10,69	10,89	10,44	10,35	10,69
MnO	0,28	0,28	0,28	0,27	0,27	0,26	0,26	0,26
MgO	8,07	8,20	8,24	8,97	8,81	8,72	8,46	9,26
CaO	11,77	11,72	11,69	11,50	11,73	12,53	12,46	12,05
Na ₂ O	1,95	1,84	1,89	1,90	1,89	1,79	1,69	1,79
K ₂ O	0,36	0,31	0,31	0,31	0,32	0,23	0,28	0,24
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,16	0,14	0,13	0,11	0,12	0,12
Ni	136	144	157	168	168	148	164	168
Co	53	55	64	65	59	57	60	59
Cr	301	308	294	280	336	650	358	459
Sc	51	43	46	39	41	43	43	36
V	225	225	220	200	203	207	216	193
Sr	184	204	183	274	179	284	249	227
Ba	190	170	160	150	160	140	180	140

(B5-8)	(B5-9)	(B5-10)	(B5-11)	(B5-12)	(B5-13)	(B5-14)	(B5-15)	(B5-16)	(B5-17)
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
30	35	40	45	50	55	60	65	70	77
0,187	0,219	0,250	0,281	0,312	0,344	0,375	0,406	0,437	0,481
49,03	49,03	48,52	48,35	48,36	47,84	48,55	48,26	49,23	49,00
0,91	0,87	0,79	0,77	0,80	0,69	0,72	0,79	0,71	0,74
16,33	16,30	16,55	14,88	15,52	15,23	15,07	14,87	15,42	15,72
10,59	10,41	10,64	11,08	10,61	11,00	10,50	10,42	10,11	10,23
0,26	0,26	0,25	0,26	0,26	0,28	0,26	0,26	0,26	0,25
9,08	8,91	9,72	11,15	10,71	11,42	11,36	11,29	10,49	9,73
11,65	12,08	11,53	11,66	11,79	11,74	11,85	12,31	12,05	12,45
1,77	1,79	1,74	1,59	1,64	1,53	1,38	1,50	1,48	1,58
0,26	0,24	0,18	0,16	0,21	0,16	0,19	0,19	0,15	0,18
0,13	0,11	0,09	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12	0,09	0,11
180	182	213	234	230	266	252	238	242	194
55	54	64	100	69	69	79	58	74	50
439	441	366	588	564	586	710	641	618	470
35	43	35	41	38	39	39	39	36	42
188	191	166	187	184	172	179	185	174	197
189	235	257	179	225	158	207	126	178	239
140	160	150	140	150	140	140	150	140	140

Компоненты	(B5-18)	(B5-19)	(B5-21)	(B5-22)	(B5-23)	(B5-24)
	19	20	21	22	23	24
z, м	85	90	95	100	105	115
z/L ₀	0,531	0,562	0,594	0,625	0,656	0,719
SiO ₂	48,99	49,37	49,49	49,58	49,46	50,33
TiO ₂	0,76	0,79	0,82	0,80	0,82	0,90
Al ₂ O ₃	14,79	14,62	15,57	15,91	15,07	16,82
FeO	10,49	10,04	9,69	9,51	10,04	9,44
MnO	0,26	0,27	0,25	0,26	0,27	0,24
MgO	10,32	9,38	8,61	8,25	8,73	6,85
CaO	12,51	13,38	13,48	13,54	13,41	12,89
Na ₂ O	1,58	1,84	1,77	1,84	1,89	2,11
K ₂ O	0,16	0,19	0,20	0,18	0,19	0,28
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,12	0,13	0,15
Ni	190	152	129	135	141	104
Co	68	54	40	50	54	42
Cr	961	388	347	341	346	213
Sc	54	53	49	46	50	44
V	196	207	205	209	213	211
Sr	166	177	278	231	137	175
Ba	170	170	170	170	170	170

(B5-25)	(B3-15)	(B3-16)	(B3-17)	(B3-19)	(B3-20)	(B3-21)
25	26	27	28	29	30	31
120	125	130	140	147	155	160
0,750	0,781	0,812	0,875	0,919	0,969	1,000
50,49	50,03	50,49	50,16	51,53	49,21	56,51
0,93	0,90	0,97	0,99	1,30	1,10	0,92
15,98	17,68	17,65	16,77	14,21	15,78	15,28
9,97	9,06	9,27	10,16	12,35	11,27	9,00
0,25	0,26	0,23	0,25	0,32	0,26	0,21
6,95	6,17	5,80	6,38	5,60	8,01	5,93
12,84	13,67	13,15	12,81	11,13	11,74	8,88
2,14	1,94	2,12	2,12	2,94	2,11	2,31
0,30	0,20	0,23	0,27	0,44	0,35	0,81
0,15	0,09	0,09	0,10	0,16	0,16	0,14
95	97	98	92	83	70	170
39	42	42	34	44	48	58
178	215	188	160	113	73	280
40	35	33	29	26	34	29
229	191	201	216	226	242	229
161	215	210	214	187	196	185
170	130	120	130	140	140	130

Примечание. L₀ = 160 м.

такситоофитовых долеритах несколько увеличивается содержание клинопироксена, чему отвечает повышение концентрации Sr . Обращает внимание высокое положение в разрезе интрузива пород, обогащенных Sr .

Интрузив В-304 исследован нами в трех мощных (до 120 м) скальных обнажениях, расположенных на правом берегу Вилюя, в 40 км ниже устья р. Улахан-Вава. На геологической карте в этом районе показан недифференцированный трапповый интрузив [39]. Обнажения расположены кулисообразно друг за другом в трех крупных изгибах реки на расстоянии 3–5 км. В двух из них обнаружены нижние 2/3 мощности интрузива, включая его нижний контакт с подстилающими песчаниками, а в третьем, нижнем по течению, — верхние 2/3 интрузива, перекрытые базальтами.

Сопоставление петрографических, петро- и геохимических характеристик этих фрагментов позволило построить сводный разрез интрузива мощностью 160 м. Его характеристики приведены в табл. 4 (см. также рис. 55).

Выше микродолеритов нижнего эндоконтакта залегает горизонт пойкилоофитовых долеритов мощностью около 45 м, который перекрывается горизонтом такситоофитовых долеритов (~100 м). Породы верхнего эндоконтакта обнаружить не удалось (они погребены под глыбовыми развалами перекрывающих базальтов), но выше такситоофитовых долеритов зафиксированы породы верхней приконтактной зоны — специфического облика пойкилоофитовые долериты.

Характерной особенностью интрузива является относительно малая мощность пойкилоофитовых долеритов и почти совпадающие уровни максимальных концентраций Ni и Sr .

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ДОЛЕРИТОВЫХ СИЛЛОВ

Все структурно-петрографические виды долеритов фациально сменяют друг друга в разрезе изученных интрузивов, рвущие контакты не обнаружены, т.е. отсутствуют признаки термического воздействия одних пород на другие (зоны закалки и т.п.), не встречены апофизы и ксенолиты одних пород в других. Это говорит о том, что расслоенное внутреннее строение долеритовых силлов сформировалось в результате одноактного внедрения и дифференциации на месте.

Результаты наших работ [37, 40, 42], согласующиеся с данными других исследователей, говорят о том, что для долеритовых силлов характерна эволюция составов породообразующих минералов — твердых растворов снизу вверх от высокотемпературных фракций к низкотемпературным. Распределение примесей также характеризуется накоплением в нижних частях разрезов элементов, обогащающих высокотемпературные продукты кристаллизации, а вверх по разрезам растет содержание элементов, накапливающихся в остаточных расплавах. Это указывает на то, что заполнение камер интрузивов твердой фазой осуществлялось преимущественно снизу вверх.

На рис. 54–56 и рис. 2, где приведены несколько дополнительных примеров дифференцированных силлов, хорошо видна асимметрия распределения содержаний породообразующих минералов. Характерно в различной степени неоднородное содержание оливина при меньшем разделении пироксена и плагиоклаза. Более отчетливое обособление оливина свойст-

венно для интрузивов норильского типа и менее отчетливое — для аламджахского и ангаро-могдинского. Горизонт, обогащенный наиболее плотным минералом оливином, обычно занимает самое нижнее положение среди дифференциатов. Однако оливин является не только наиболее плотным, но и, как правило, самым высокотемпературным продуктом кристаллизации, будучи обычным среди вкрапленников в эндоконтактных долеритах даже при весьма незначительном их содержании. В распределении плагиоклаза и пироксена по разрезам почти всех силлов, особенно норильского и аламджахского типов, наблюдается нарушение гравитационной последовательности: наибольшее содержание плагиоклаза устанавливается в центральных горизонтах, а наибольшее содержание пироксена — в вышележащем горизонте, хотя последний значительно плотнее плагиоклаза.

Состав пород по разрезам интрузивов обычно изменяется плавно, однако на границе пикродолеритов с пойкилоофитовыми долеритами в телах норильского типа и на границе такситоофитовых долеритов и габбро-долеритов в телах аламджахского типа наблюдаются скачкообразные изменения состава.

Наиболее распространенные слабодифференцированные силлы ангаро-могдинского типа демонстрируют и наиболее общий случай строения расслоенной серии: в основании горизонт пойкилоофитовых долеритов, перекрытый такситоофитовыми долеритами. Это двучленное переслаивание является непременным участником расслоенных серий всех типов интрузивов. В интрузивах норильского типа оно подстилается горизонтом пойкилитовых пикродолеритов, а в силлах аламджахского типа перекрывается призматическизернистыми габбро-долеритами (отсюда, в частности, следует, что в Вельминском силле не вскрыта существенная часть разреза: в обнажениях не представлен нижний горизонт расслоенной серии, а именно пойкилоофитовые долериты).

Из анализа структур долеритов следует, что при переходе от одного горизонта расслоенной серии к другому вверх по разрезу на единицу увеличивается число фаз в I структурной группе, индивиды которой несут признаки кристаллизации в свободном пространстве в условиях массообмена с большим объемом расплава. Так, в интрузивах норильского типа породы расслоенной серии снизу вверх по парагенезису I структурной группы выстраиваются в ряд: оливин (пикродолериты); оливин + плагиоклаз (пойкилоофитовые оливиновые долериты); оливин + плагиоклаз + клинопироксен (такситоофитовые оливиносодержащие долериты). В интрузивах ангаро-могдинского и аламджахского типов представлены последние два члена этого ряда. Нетрудно видеть, что этот ряд отвечает не последовательности убывания плотностей, а порядку кристаллизации толеитовых расплавов, т.е. смена парагенезисов I структурной группы в расслоенной серии контролируется не гравитационным, а кристаллизационным фактором.

В большом числе интрузивов отчетливо проявлена приуроченность к прикровельным частям разреза линз долерит-пегматитов. Эти породы сложены наиболее низкотемпературными парагенезисами. Проявлено обогащение пегматитов второстепенными минералами (титаномагнетитом и кварц-калишатовым гранофировым агрегатом). Известны случаи присутствия вблизи кровли интрузивов горизонтов или линз существенно полевошатовых пород [71, 77]. И пегматиты, и анортозиты залегают со-

гласно внутренней структуре массивов, характеризуются нервыми взаимоотношениями с окружающими породами, т.е. имеют фациальный облик.

Из описаний силлов и данных по эволюции состава пород в разрезах следует, что обычно при переходе от нижнего эндоконтакта к расслоенной серии состав пород меняется постепенно.

Сформулируем основные закономерности строения дифференцированных долеритовых силлов.

1. Дифференцированные силлы долеритов характеризуются расслоенным асимметричным строением, обусловленным различиями структуры пород отдельных горизонтов и особенностями их состава.

2. В разрезе долеритовых силлов ведущую роль играют породы, в структуре которых можно выделить две структурные группы. Индивиды I структурной группы кристаллизовались в свободном пространстве в условиях обмена веществом с большим объемом расплава. Более низкотемпературный агрегат II структурной группы кристаллизовался в стесненных условиях из ограниченного объема расплава.

Характер скрытой расслоенности и распределения элементов-примесей свидетельствует о заполнении интрузивных камер твердой фазой снизу вверх.

3. Смена в разрезе парагенезисов I структурной группы и соответственно максимальных содержаний породообразующих минералов контролируется не гравитационным, а кристаллизационным фактором.

4. Состав пород по вертикали силлов меняется обычно постепенно, реже резко.

5. Переход от нижней приконтактной зоны к расслоенной серии обычно постепенный.

6. Характерно обособление вблизи кровли фациальных пегматоидных линз, сложенных самым низкотемпературным минеральным парагенезисом. В ряде случаев здесь наблюдаются породы, обогащенные плагиоклазом.

7. Среди долеритовых силлов преобладают слабодифференцированные и недифференцированные. В дифференцированных силлах обычно в различной степени неоднородное содержание оливина при меньшем разделении плагиоклаза и пироксена.

Именно с перечисленными закономерностями будем мы сопоставлять свойства модельных тел, оценивая реалистичность рассмотренных в гл. 4 моделей.

ДИНАМИКА КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

ЦИРКУЛЯЦИЯ ОСТЫВАЮЩЕЙ ЖИДКОСТИ

Устойчивость заполнившего габиссальную камеру магматического расплава по отношению к тепловой конвекции рассматривалась в петрологической литературе многократно [13, 36, 126, 225 и др.]. Авторы этих работ обосновали представление о том, что расплавы в камерах всегда активно конвектируют и перемешиваются. Однако картина движения вещества конвектирующей магмы нуждается в дополнительных комментариях.

Представим себе слой жидкости, ограниченный сверху и снизу параллельными плоскостями поверхностей какого-либо твердого материала. Пусть этот слой получает тепло через нижнюю границу (тепловой поток J_D) и теряет его через верхнюю (поток J_U). Известно, что, если тепловой напор достаточно велик, в таком слое развивается тепловая конвекция. При $J_U = J_D$ она принимает форму стационарных ячеек Бенара. Характер циркуляции жидкости в таких ячейках иллюстрирует рис. 3, на котором показаны усредненные по поперечным сечениям восходящих и нисходящих потоков траектории движения элементов объема жидкости (точнее говоря, проекции этих траекторий на плоскость время—вертикальная координата). Как видно из рис. 3, траектории представляют собой периодические кривые, сдвинутые относительно друг друга по фазе. В любой точке плоскости $z-t$ пересекается пара траекторий — одна относится к восходящему потоку, другая — к нисходящему. Если сечения этих потоков одинаковы, наклоны пары траекторий в точке их пересечения (скорости движения жидкости) одинаковы по абсолютной величине, но противоположны по знаку — это очевидное следствие условия сохранения вещества. Стационарность бенаровской конвекции проявляется в том, что общая картина пересечения траекторий не меняется при продвижении вдоль оси времени.

Стационарная бенаровская конвекция в подогреваемом снизу слое нормальной жидкости является простейшим примером тепловой конвекции, она очень хорошо изучена и теоретически, и экспериментально, видимо, поэтому ряд авторов [36, 126] строили свои представления о термике и дифференциации магматических систем, опираясь на соотношения гидродинамической теории именно бенаровской конвекции. Однако есть признаки, по которым ситуация в магматической камере, даже если она имеет пластовую форму, принципиально отличается от физической системы с конвекцией Бенара. Первый из них состоит в том, что тепловой режим интрузива ни в каком приближении не может рассматриваться как стационарный, так как магма непрерывно остывает, теряя тепло и через верхнюю, и через нижнюю границы камеры. Чтобы представить себе, как влияет это условие на циркуляцию магмы, попробуем проследить за развитием конвекции в слое жидкости при условиях $J_U > 0$, $J_D = 0$, т.е. когда его нижняя граница для тепла непроницаема. Зарождается конвективный поток (рис. 4), очевидно, у верхней границы, так как, контактирующая с этой границей жидкость остывает и утяжеляется. Продвигаясь вниз, этот поток,

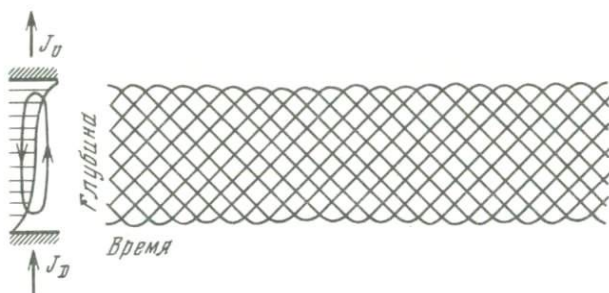


Рис. 3. Схема средних траекторий частиц жидкости при стационарной бенаровской конвекции

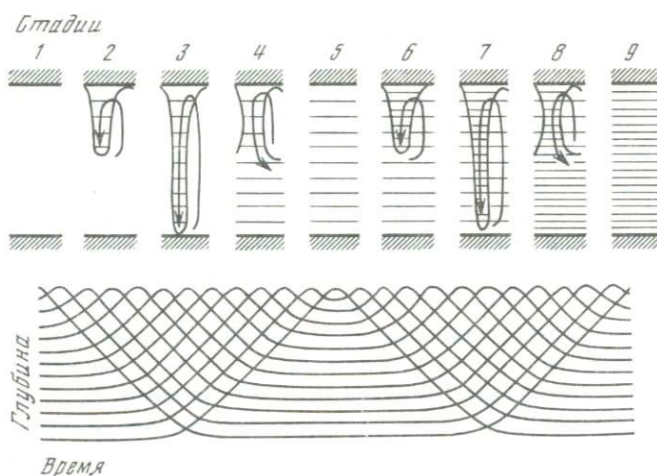


Рис. 4. Схема траекторий частиц жидкости при нестационарной конвекции в режиме малых чисел Рейнольдса

вообще говоря, меняет свои поперечные размеры и скорость движения — следует учитывать, что показанная на рис. 4 схема этих деталей не отражает. Для нас здесь важно другое, а именно то, что жидкость, находящаяся на некоторой глубине, вовлекается в движение только тогда, когда к ней приблизится фронт нисходящего потока. До этого момента она, по существу, остается в покое, что показывают горизонтальные участки на рис. 4. Поведение системы после достижения нисходящим потоком дна (стадия 3, рис. 4) может быть различным в зависимости от условий, которые комплексно характеризуются числом Рейнольдса $Re = \rho ul / \mu$ (u — скорость; l — характерный размер конвекционной структуры; μ — вязкость жидкости). Критерий Рейнольдса определяет относительную существенность инерционных эффектов. В режиме малых чисел Рейнольдса ($Re \leq 5$) имеет место "ползучее" течение, для которого характерна пропорциональность скорости движения каждого элемента объема жидкости действующей на него силе. При отсутствии сил в этом случае жидкость покоится — никакого движения "по инерции" нет. При средних и больших числах Рейнольдса

приложенная к элементу объема жидкости сила вызывает его ускорение, соответственно существенными становятся и инерционные эффекты.

Априорная оценка числа Рейнольдса для остывающего слоя нормальной жидкости в принципе возможна на основании соответствующих экспериментальных данных и соотношений подобия. Однако применимость таких оценок к магматическим системам весьма сомнительна. Здесь важным оказывается второй признак, отличающий конвекцию в магматической камере от поддающихся теоретическому анализу систем, — кристаллизующаяся магма не является нормальной жидкостью, т.е. жидкостью со слабо зависящими от температуры теплоемкостью, термическим расширением и вязкостью. Поскольку в полную теплоемкость и термическое расширение расплава входят соответственно теплота и объемный эффект кристаллизации, температурные зависимости плотности и энтальпии магмы резко нелинейны. Результатом этого может быть сильное уменьшение характерных размеров конвективных потоков и числа Рейнольдса по сравнению с оценками, полученными из линейной теории. Причину этого нетрудно понять, если учесть, что механизм уширения потоков тепловой конвекции состоит главным образом в переносе тепла от более нагретых частей жидкости к менее нагретым по механизму теплопроводности. Однако присутствие твердых фаз благодаря буферным свойствам равновесий кристаллы—расплавы тормозит такой теплоперенос, препятствуя появлению в смеси температурных неоднородностей, тем сильнее, чем ниже вариантность равновесия расплавы—минералы. Нетрудно представить себе предельный случай остывания невариантной (эвтектической) смеси расплава с кристаллами, в которой температура строго локализована и уширение конвекционных потоков за счет кондуктивного теплообмена запрещено. Неоднородность плотности в этом случае может возникнуть только за счет всплывания или оседания кристаллов, возникновение при этом крупномасштабных конвекционных потоков маловероятно. Заметим кстати, что многофазность магмы является третьим признаком, затрудняющим применение к магматическим системам гидродинамической теории и теплотехнических аналогий.

Показанная на рис. 4 схема представляет поведение системы при малом числе Рейнольдса (медленная или мелкоструйчатая конвекция). В этом случае после достижения нисходящим потоком дна в слое жидкости появляется движущаяся вверх поверхность, ниже которой находится охлажденная жидкость, а выше — восходящая и нисходящая струи (см. рис 4, стадия 4). Внутри нижнего слоя жидкость покоится по той причине, что вызывающих конвекцию сил (разности весов восходящего и нисходящего потоков) здесь нет. Когда граница между слоями достигает кровли (см. рис. 4, стадия 5), конвекция на короткое время прекращается и начинается новый цикл заполнения слоя жидкостью следующей стадией охлаждения.

Рис. 5 иллюстрирует случай нестационарной конвекции при средних числах Рейнольдса. Отличие от предыдущего здесь появляется после достижения нисходящим потоком дна (см. рис. 5, стадия 3). Конвективный поток не останавливается, но, отражаясь от дна, движется вверх, пока его инерция не будет погашена вязким трением. В дальнейшем (см. рис. 5, стадия 4) между слоем покоящейся жидкости и слоем активной циркуляции появляется слой циркуляции по инерции, мощность которого с течением времени

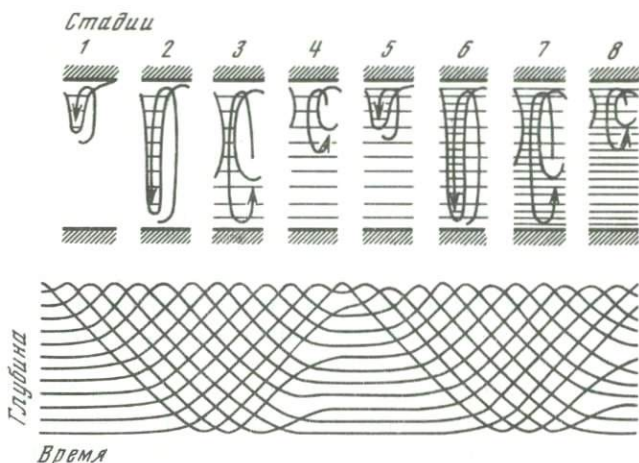


Рис. 5. Схема траекторий частиц жидкости при нестационарной конвекции в режиме средних чисел Рейнольдса

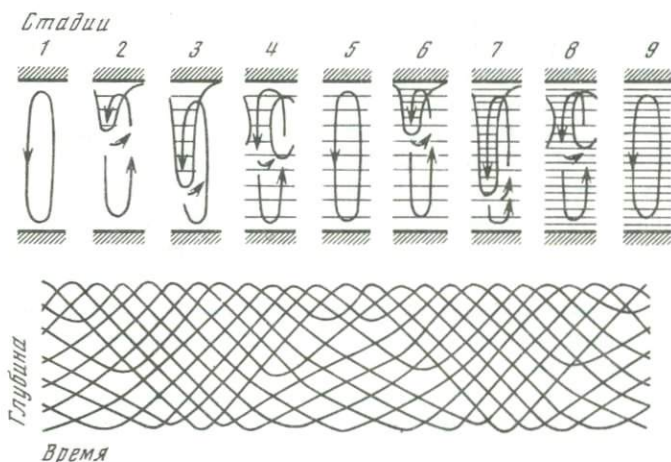


Рис. 6. Схема траектории частиц жидкости при нестационарной конвекции в режиме высоких чисел Рейнольдса

уменьшается, так как с уменьшением размера активно циркулирующей ячейки уменьшается и развиваемая в ней инерция (точнее говоря, приобретаемый веществом импульс). Остановка конвекции и переход к следующему циклу заполнения объема более охлажденной жидкостью происходят так же, как и в первом случае.

Наконец, можно себе представить и случай остывания жидкости в режиме конвекции с высоким числом Рейнольдса. В этом случае (рис. 6) вязкое торможение мало и можно полагать, что после прохождения уже первого цикла погружения и отражения от дна нисходящего потока в системе останется циркуляция по всему объему (см. рис. 6, стадия 5), но скорость этой

циркуляции понижается, так как вязкое сопротивление течению остается ненулевым. Зарождение нового нисходящего потока приведет к тому, что в верхней части ячейки (см. рис. 6, стадия 2) появится активная сила, увеличивающая скорость циркуляции. Поэтому головная часть нисходящего потока будет двигаться быстрее, чем жидкость перед ней, и в результате появится перенос вещества из нисходящего потока в восходящий. В целом, как нетрудно понять из рис. 6, циркуляционная система всегда будет состоять из верхней и нижней полуячеек, с различными скоростями движения вещества.

Из приведенных простых соображений можно сделать следующий качественный вывод: если слой жидкости остывает через верхнюю границу, конвекция в нем принимает многостадийную форму со ступенчато повышающейся степенью охлаждения конвектирующего материала. Поле траекторий элементов объема жидкости делится на две системы треугольников, верхняя граница слоя всегда контактирует с более интенсивно конвектирующей жидкостью, чем нижняя. Между прочим, можно отметить, что эта картина нестационарной конвекции в общих чертах соответствует предложенному Уэйджером и Брауном объяснению происхождения ритмической расслоенности Скергаардского комплекса.

В заключение подчеркнем еще раз, что показанные на рис. 3–6 схемы не учитывают множества деталей реального процесса — действительные траектории должны быть более искривленными; треугольники, на которые разбивается поле траекторий, с течением времени могут менять свои размеры; если поток и свойства расплава меняются, при высоком Re может возникнуть турбулентность, которая внесет в траектории элемент хаотичности, и т.д. Тем не менее очевидно, что сделанный выше качественный вывод от этих осложнений не зависит. Более того, его можно обобщить на все такие комбинации J_U и J_D , которые вызывают конвективную неустойчивость слоя жидкости при условии $J_U \neq J_D$, т.е. на все случаи нестационарной конвекции.

МЕХАНИЗМЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА

Термодинамической предпосылкой дифференциации расплава при затвердевании является тот факт, что равновесно сосуществующие фазы (расплав и твердые минералы) в общем случае различны по составу. Однако механизм реализации этой предпосылки в форме крупномасштабной пространственной неоднородности (расслоенности) магматического тела неоднозначен. Элементарный шаг процесса затвердевания, которым может быть либо зарождение нового кристалла, либо небольшое смещение фронта кристаллизации, генерирует химическую неоднородность, по существу, микроскопического пространственного масштаба, а именно различие составов между новообразованной кристаллической фазой и непосредственно контактирующим с ней поверхностным слоем жидкости. Есть три механизма разрастания этой неоднородности: 1 — диффузионный транспорт компонентов расплава к фронту кристаллизации и от него; 2 — концентрационная конвекция, обусловленная отличием плотности основного объема расплава и прилегающего к фронту кристаллизации слоя; 3 — оседание или всплыва-

ние образующихся в объеме расплава кристаллов, т.е. фазовая конвекция. Для полноты картины можно упомянуть и тепловую конвекцию, которая сама по себе механизмом дифференциации вещества не является, но оказывает существенное влияние на течение перечисленных процессов.

Фазовая конвекция (отсадка образующихся в расплаве кристаллов) определенно является ведущим механизмом дифференциации при становлении крупных расслоенных комплексов [101]. Это подтверждается широкой распространенностью в них пород с идентифицируемой петрографически кумулятивной структурой. Предлагаемая в настоящей работе модель процесса становления трапповых интрузивов также базируется на предположении о ведущей роли перемещения минеральных зерен в химической дифференциации магм. Нельзя, однако, не отметить, что применительно к интрузивам трапповой формации, мощность которых обычно не превышает 100–200 м, это предположение отнюдь не бесспорно, прежде всего потому, что петрографические структуры их пород, как правило, не похожи на кумулятивные [81].

В принципе можно предположить, что при становлении маломощного интрузива расплав остывает так быстро, что зарождение кристаллов в его объеме (гомогенная нуклеация) оказывается кинетически заторможенным, а фазовая конвекция, естественно, блокированной. Это представление приводит к модели направленной кристаллизации, которой придерживаются некоторые авторы [32, 137, 169, 177]. Модель предполагает, что затвердевание расплава происходит путем перемещения границ камеры с гетерогенным зарождением кристаллической фазы. Дифференциация при этом обеспечивается лишь диффузионным переносом в пограничных слоях расплава, усиливаемым тепловой и концентрационной конвекцией расплава. Некоторые авторы [89, 121, 134, 196] находят в рамках этой модели объяснение проявлениям ритмической расслоенности пород интрузивов, связывая ее с осцилляциями концентрационного пересыщения и переохлаждения расплава у фронтов направленной кристаллизации. В следующем разделе мы попытаемся показать, что все разновидности модели направленной кристаллизации приводит к качественным противоречиям между теоретическими предсказаниями и типичными чертами геохимического строения пластовых интрузивов.

МОДЕЛЬ НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Рассмотрим систему, в начальный момент времени $t = 0$ состоящую из трех слоев, бесконечно протяженных вдоль горизонтальных координат:

$L \leq z < \infty$ – перекрывающие породы,

$0 < z < L$ – слой расплава,

$-\infty < z \leq 0$ – подстилающие породы.

Соответственно модели направленной кристаллизации будем считать, что затвердевание расплава происходит только путем перемещения границ слоя жидкости. Координаты этих границ обозначим $\xi_U(t)$, $\xi_U(0) = L$ и $\xi_D(t)$, $\xi_D(0) = 0$. Температуру в точках $\xi_U(t)$ и $\xi_D(t)$ будем считать постоянной $T_{кр} \cong 1100^\circ\text{C}$. Тогда температурное поле в перекрывающих

камеру породах будет определяться решением следующей задачи:

$$\begin{aligned} \partial T_U / \partial t &= a^2 \partial^2 T_U / \partial z^2, \quad \xi_U < z < \infty, \\ T_U(\infty, t) &= T_U(z, 0) = T_U^0, \\ d\xi_U / dt &= [J_U(\xi_U - 0) - J_U(\xi_U + 0)] / \lambda \rho, \quad \xi_U(0) = L; \end{aligned} \quad (3.1)$$

здесь a^2 — коэффициент температуропроводности пород; λ — скрытая теплота кристаллизации; ρ — плотность;

$$J_U(\xi_U + 0) = -a^2 c \rho \partial T_U / \partial z |_{\xi_U};$$

$J_U(\xi_U - 0)$ — поток тепла из расплава, содержащий кондуктивную и конвективную составляющие. Можно представить себе две предельные ситуации.

1. $J_U(\xi_U + 0) = J_U(\xi_U - 0)$, т.е. $d\xi_U / dt = 0$, граница слоев неподвижна. Поскольку в траптовых интрузивах не наблюдается признаков серьезной ассимиляции магмой вмещающих пород, этот случай соответствует максимально возможной интенсивности конвекции. Задача (3.1) при этом сводится к задаче о прогреве полубесконечной среды, на границе которой поддерживается постоянная температура $T_{кр}$. Ее решение известно [94]:

$$T_U(z, t) = T_{кр} + (T_U^0 - T_{кр}) \Phi \left(\frac{z - L}{2a\sqrt{t}} \right), \quad \Phi(x) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-y^2} dy. \quad (3.2)$$

Из (3.2) легко найти поток тепла из слоя жидкости:

$$J_U(z, t) = ac\rho(T_{кр} - T_U^0) / \sqrt{\pi t}. \quad (3.3)$$

2. $J_U(\xi_U - 0) = 0$, $d\xi_U / dt = -J_U(\xi_U + 0) / \lambda \rho$ — это задача о промерзании слоя жидкости, в которой все механизмы теплопереноса (в частности, и конвекция) блокированы. Ее решение:

$$T_U(z, t) = T_U^0 + (T_L^0 - T_U^0) \left[\Phi \left(\frac{z - L}{2a\sqrt{t}} \right) - 1 \right] / [\Phi(\alpha) - 1], \quad (3.4)$$

где T_L^0 — начальная температура жидкости, а параметр α определяется решением уравнения

$$\alpha = [(T_L^0 - T_U^0)c / \lambda \sqrt{\pi}] \{ e^{-\alpha^2} / [\Phi(\alpha) - 1] \}. \quad (3.5)$$

Соотношения (3.4) и (3.5) дают для потока тепла на границе

$$J_U(\xi_U) = [ac\rho(T_L^0 - T_U^0) / \sqrt{\pi t}] [-\alpha \sqrt{\pi} \lambda / c (T_L^0 - T_U^0)]. \quad (3.6)$$

Как видно, в двух крайних случаях поток тепла из расплава во вмещающие породы (задача о прогреве подстилающих пород абсолютно аналогична) отличается на постоянный множитель, равный приблизительно 1/3. Имея в виду, что рассматриваемые в настоящей статье модели имеют полуэмпирический характер и не претендуют на анализ всех деталей реального процесса, мы везде ниже будем считать, что потоки тепла через границы из слоя расплава во вмещающие породы даются выражениями

$$J_U = A_U / \sqrt{t}, \quad J_D = -A_D / \sqrt{t}, \quad A_{U,D} = (ac\rho \Delta T / \sqrt{\pi}) \gamma_{U,D}, \quad (3.7)$$

где $\Delta T \approx 10^3$ К — начальный скачок температуры, а γ_U и γ_D — подгоночные параметры, значения которых следует выбирать в интервале $1/3 < \gamma < 1$.

Термику конвектирующего расплава можно описать, предполагая, что конвекция обеспечивает в среднем постоянство температуры в его основном объеме, а вынос тепла происходит через верхний и нижний пограничные слои мощностью соответственно Δ_U и Δ_D . Величины Δ_U и Δ_D будем считать различающимися, обычно $\Delta_U < \Delta_D$, что отражает различие интенсивности конвекции у верхней и нижней границ слоя расплава (см. рис. 4–6). Тепловые потоки через пограничные слои равны

$$J_U^L = (T_L - T_{кр})a^2 c\rho/\Delta_U, \quad J_D^L = -(T_L - T_{кр})a^2 c\rho/\Delta_D. \quad (3.8)$$

Превышение определяемых формулами (3.7) потоков $J_{U,D}$ над $J_{U,D}^L$ обеспечивает затвердевание и продвижение границ в глубь слоя расплава. Для определения зависимостей от времени температуры $T_L(t)$ и положения границ слоя расплава нетрудно построить следующую систему уравнений:

$$\begin{aligned} d\{[c\rho(T_L - T_{кр}) + \rho\lambda](\xi_U - \xi_D)\}/dt &= -(\gamma_U + \gamma_D)ac\rho(T_L - T_{кр})/\sqrt{\pi t}, \\ [c\rho(T_L - T_{кр}) + \rho\lambda]d\xi_U/dt &= (T_L - T_{кр})(a^2 c\rho/\Delta_U - \gamma_U ac\rho/\sqrt{\pi t}), \\ [c\rho(T_L - T_{кр}) + \rho\lambda]d\xi_D/dt &= -(T_L - T_{кр})(a^2 c\rho/\Delta_D - \gamma_D ac\rho/\sqrt{\pi t}). \end{aligned} \quad (3.9)$$

Введем безразмерные "естественные" переменные:

$$T = (T_L - T_{кр})/T_{кр}, \quad z_{U,D} = \xi_{U,D}/L, \quad \nu_{U,D} = L/\Delta_{U,D}, \quad \tau = a^2 t/L^2, \\ \eta = \lambda/cT_{кр};$$

кроме того, обозначим $x = z_U - z_D$, $y = z_U + z_D$, $\gamma = \gamma_U + \gamma_D$, $\nu = \nu_U + \nu_D$. В этих переменных уравнения (3.9) примут вид

$$d[(T + \eta)x]/d\tau = -\gamma/\sqrt{\pi\tau}, \quad (3.10)$$

$$(T + \eta)dz_U/d\tau = \nu_U T - \gamma_U/\sqrt{\pi\tau}, \quad (3.11a)$$

$$(T + \eta)dz_D/d\tau = -\nu_D T + \gamma_D/\sqrt{\pi\tau}. \quad (3.11b)$$

Уравнение (3.10) легко интегрируется:

$$x = (T_0 + \eta - 2\gamma\sqrt{\tau/\pi})/(T + \eta). \quad (3.12)$$

Вычитая (3.11b) из (3.11a), получаем

$$(T + \eta)dx/d\tau = \nu T - \gamma/\sqrt{\pi\tau}. \quad (3.13)$$

Сравнение (3.13) и (3.10) дает

$$xdT/d\tau = -\nu T,$$

или с учетом (3.12)

$$dT/d\tau = -\nu T(T + \eta)/(T_0 + \eta - 2\gamma\sqrt{\tau/4\pi}).$$

Это уравнение решается методом разделения переменных

$$T = T_0 \eta f(\tau) / \{\eta + T_0 [1 - f(\tau)]\}, \quad (3.14)$$

где $f(\tau) = [e^{\sqrt{\tau}(1 - \sqrt{\tau}/B)}]^C$; $B = (T_0 + \eta)\sqrt{\pi}/2\gamma$; $C = \eta\nu\sqrt{\pi}/\gamma$.

Зависимость от времени мощности слоя расплава получается подстановкой (3.14) в (3.12):

$$x = (1 - \sqrt{\tau}/B) \{1 + T_0 [1 - f(\tau)]/\eta\}. \quad (3.15)$$

Просуммировав (3.11) и (3.12), получаем уравнение для y :

$$dy/d\tau = (v_U - v_D)T/(T + \eta) = (v_U - v_D)T_0 f(\tau)/(T_0 + \eta), \quad y(0) = 1;$$

$$y = 1 + T_0(v_U - v_D) \int_0^\tau f(\tau) d\tau / (T_0 + \eta). \quad (3.16)$$

Из (3.16) и (3.15) легко найти и зависимость координат границ слоя от времени:

$$z_U = (y + x)/2, \quad z_D = (y - x)/2. \quad (3.17)$$

Теперь рассмотрим транспорт компонентов расплава. Будем считать, что конвекция, как и в случае температуры, обеспечивает однородность основного объема жидкости по составу и что перемещение компонентов происходит в пределах пограничных слоев. Тогда для концентрации компонента k (C_k) можно написать уравнение баланса

$$d(C_k x)/d\tau = x dC_k/d\tau + C_k dx/d\tau = C_k dx/d\tau - (C_k - C_k^*)\kappa v, \quad (3.18)$$

где C_k^* — концентрация на контакте с твердой фазой; $\kappa = D/a^2$ — отношение коэффициента диффузии к коэффициенту температуропроводности. Из (3.18) следует, что

$$dC_k/d\tau = -(C_k - C_k^*)/x, \quad C_k(0) = C_k^0. \quad (3.19)$$

Ограничимся только рассмотрением поведения компонента, имеющего предельно высокую склонность к вхождению в твердую фазу, так что его концентрация на границе $C^* = 0$ (индекс k опустим). Этот компонент может рассматриваться как моделирующий поведение оливина, обычно первым появляющегося на ликвидусе при кристаллизации трапповой магмы, примесных элементов типа Ni и Cr. При $C^* = 0$ (3.19) с учетом (3.15) может быть проинтегрировано

$$C = C^0 \exp \left\{ - \int_0^\tau \kappa v d\tau / (1 - \sqrt{\tau/B}) [1 + T_0(1 - f(\tau))/\eta] \right\}. \quad (3.20)$$

Наконец, найдем содержания рассматриваемого компонента в формирующейся путем направленного роста твердой фазе:

$$C_U[z_U(\tau)] = (C dz_U - v_U \kappa C d\tau) / dz_U = C(\tau) - \kappa v_U (dz_U/d\tau)^{-1}, \quad (3.21)$$

$$C_D[z_D(\tau)] = C(\tau) + \kappa v_D (dz_D/d\tau)^{-1}. \quad (3.22)$$

Для расчета сформировавшихся в результате направленной кристаллизации слоя расплава распределений содержаний элемента необходимо задавать параметры η , v_U , v_D , κ , γ_U , γ_D и начальные условия T_0 и C_0 . Расчет проводится в следующей последовательности: сначала по формуле (3.14) определяется зависимость $T(\tau)$, затем по формулам (3.11а) и (3.11б) находятся скорости движения фронтов кристаллизации, далее по формулам (3.15), (3.16) и (3.17) — зависимости $x(\tau)$, $z_U(\tau)$ и $z_D(\tau)$, наконец, численное интегрирование соотношения (3.20) дает всю необходимую информацию для расчета распределения $C_{U,D}(z)$ по формулам (3.21) и (3.22).

Начальная температура расплава, точнее говоря относительный перегрев

по отношению к температуре кристаллизации, ограничена отсутствием, как уже отмечалось, эффектов ассимиляции магмой вмещающих пород, а также тем фактом, что во внедряющемся расплаве практически всегда есть интрателлурические вкрапления. Это означает, что T_0 не превышает 0,1–0,2 (100–200 К). Начальная концентрация C_0 зависит от того, поведение какого компонента моделируется. Например, рассматривая как перемещающийся компонент оливин, естественно принять $C_0 \approx 0,1$; в случае примесного компонента Ni $C_0 \approx 0,01$, для моделирования поведения отторгаемого твердой фазой (некогерентного) компонента надо положить $C_0^{\text{НК}} \approx 0,99$, а в качестве решения рассматривать $C_{U,D}^{\text{НК}} = 1 - C_{U,D}$.

Значение параметра η для расплава составляет 0,3–0,5, порядок величины $k \sim 10^{-3}$. На малость параметра k надо обратить внимание, она отражает тот факт, что тепло при диффузионном обмене значительно более подвижно, чем вещество. Оценка параметров ν_U и ν_D наиболее проблематична. Для стационарной конвекции в слое нормальной жидкости существует ряд эмпирических соотношений типа [119]:

$$\text{Nu} = p \text{Gr}^q, \quad (3.23)$$

где $\text{Gr} = gL^3 \beta \Delta T \rho^2 / \mu^2$ – число Грасгофа; $\text{Nu} = \nu$ – число Нуссельта; β – коэффициент термического расширения жидкости; μ – вязкость. Значения коэффициента p и показателя q в (3.23) несколько различаются в зависимости от химической природы жидкости и других условий, но обычно $p \approx 0,1$, а $q \approx 1/4$. Рассматриваемая система существенно отличается от стационарно конвектирующего слоя, однако соотношение (3.23) к ней применить можно, имея в виду, что оно для ν_U даст заведомо завышенную оценку, т.е. определит верхний предел этого параметра. Действительно, в остывающем слое, как было пояснено выше, происходят циклы развития и затухания конвекции, в то время как в стационарном слое конвекция уже развита и поэтому в среднем более интенсивна. При такой оценке верхнего предела ν_U под ΔT надо понимать разницу температур восходящего и нисходящего потоков. Она не может превышать $\sim 10^2$ К, т.е. перегрев расплава над $T_{\text{кр}}$, иначе слой окажется затвердевшим уже после первого цикла конвекции. Приняв мощность камеры 10^2 м, $\beta \approx 5 \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ [93] и $\mu \approx 10^4$ П [79], получим $\nu_U < \sim 20$, т.е. мощность верхнего пограничного слоя не должна быть меньше чем 0,01–0,1 от мощности интрузива (> 1 –10 м). Мощность нижнего пограничного слоя должна быть еще большей. В принципе, учитывая, что мощность пограничного слоя по порядку величины соответствует горизонтальному характерному размеру конвективных потоков, полученную оценку ν_U можно использовать для предсказания числа Рейнольдса и оценки отношения ν_U/ν_D , однако нам эта оценка не понадобится.

Прежде чем переходить к результатам расчетов для модели направленной кристаллизации, отметим главные особенности картины дифференциации интрузивной магмы, наблюдающейся в действительности. На рис. 7 показаны типичные для дифференцированных трапповых интрузивов распределения наиболее сильно перемещающихся компонентов исходной магмы – из минералов это оливин, примеси типа Ni и Sr, некогерентные элементы. Подчеркнем, во-первых, что это не данные по какому-либо конкретному интрузиву, а обобщающая схема и, во-вторых, что

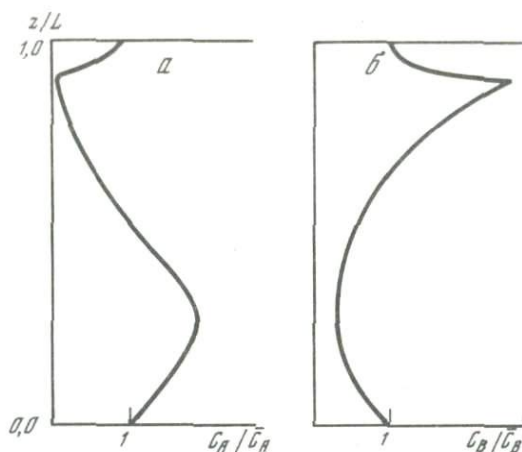


Рис. 7. Типичные для трапových интрузивов распределения по разрезу захватываемых (а) и отторгаемых (б) твердой фазой компонентов

C_A — концентрация компонента, обогащающего твердую фазу (из минералов — оливин, из микроэлементов Ni и Cr); C_B — концентрация компонента, накапливающегося в расплаве (из минералов — апатит, кварц, из микроэлементов — Ba, K, Cu и др.); \bar{C}_A и \bar{C}_B — средневзвешенные содержания компонентов в интрузиве [41, 69, 76, 77, 103, 114] (см. также гл. 2 и 7)

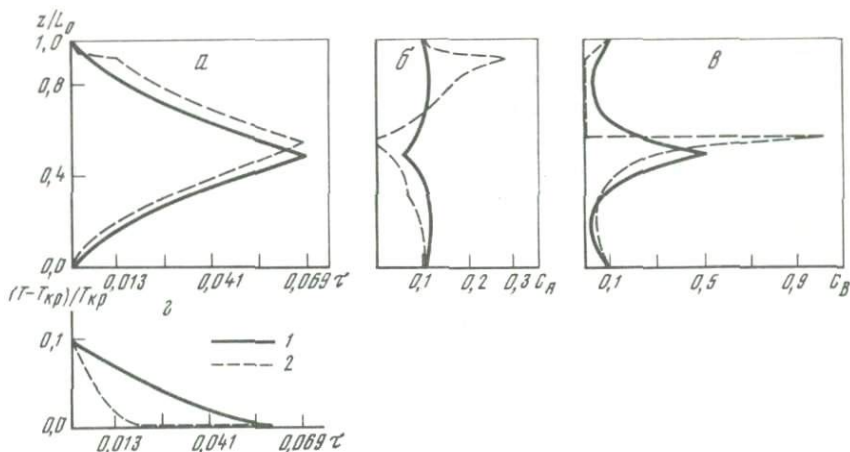


Рис. 8. Динамические и химические характеристики модели направленной кристаллизации

а — зависимости положения фронтов кристаллизации от времени; б — распределения по разрезу захватываемого твердой фазой компонента А; в — распределения по разрезу отторгаемого твердой фазой компонента В; г — зависимости относительной температуры расплава от времени; параметры моделей: 1 — $\nu_U = 10$, $\nu_D = 10$, $\kappa = 0,1$; 2 — $\nu_U = 100$, $\nu_D = 10$, $\kappa = 0,1$

она относится именно к наиболее дифференцированным интрузивам [41, 69, 76, 77, 103, 114]. В строении интрузивов очевидным образом выделяются верхняя и нижняя приконтактные зоны, отражающие переход от режима закалки с фиксацией в составе пород характеристик исходного расплава к режиму перемещения компонентов, и основная дифференцированная серия. Выделим как принципиальные характеристики следующие качественные особенности строения реальных интрузивов.

1. Асимметрия строения приконтактных зон. По мере удаления от контактов содержание захватываемых твердой фазой компонентов в нижней приконтактной зоне обычно нарастает, в верхней приконтактной зоне, наоборот, падает. Содержания отторгаемых твердой фазой компонентов в приконтактных зонах также антисимметричны.

2. Асимметрия строения основной расслоенной серии. Очевидно, максимум распределения содержаний в породах некогерентных элементов, обычно совпадающий с максимумами содержаний кварца, рудных и других аксессуарных минералов, отмечает тот уровень глубины, на котором встречаются верхний и нижний фронты кристаллизации. Этот максимум в реальных интрузивах всегда сильно сдвинут вверх — расстояние от него до верхнего контакта никогда не превышает 20% от мощности интрузива, чаще всего оно составляет 5–10% высоты разреза. Максимум содержания в породах компонентов, обогащающих твердую фазу, наоборот, всегда бывает сдвинут к нижнему контакту.

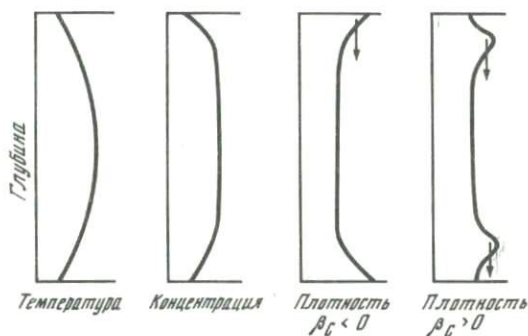
3. Амплитуда дифференциации наиболее контрастно ведущих себя компонентов (отношение их максимального содержания в породах к среднему по интрузиву) обычно составляет 3–4, а для элементов типа Ni может достигать ~10.

На рис. 8 показаны рассчитанные по выведенным выше формулам для модели направленной кристаллизации зависимости положений фронтов кристаллизации от времени, а также концентрационные распределения захватываемого и отторгаемого твердой фазой компонентов при наборах параметров моделей, приведенных в подписи к рисунку. При $\nu_U = \nu_D$ химическое строение закристаллизовавшегося слоя, естественно, оказывается симметричным относительно его середины. Условие $\nu_U > \nu_D$ нарушает эту симметрию, однако тенденции этого нарушения отнюдь не согласуются с наблюдаемыми в реальных объектах. Строение верхней и нижней приконтактных зон остается качественно симметричным — в обеих по мере удаления от контакта содержания захватываемого твердой фазой компонента возрастают в противоположность выделенной выше первой особенности.

В основной расслоенной серии сразу обращает на себя внимание тот факт, что обогащающие твердую фазу компоненты сильнее перемещаются вверх, чем вниз, — это естественный результат того, что конвекция у верхнего фронта кристаллизации более интенсивна, чем у нижнего. Область максимального содержания отторгаемого компонента при $\nu_U > \nu_D$ смещена вверх, однако ее смещение недостаточно велико. Нетрудно догадаться, что возможность задержки продвижения вниз верхнего фронта кристаллизации путем увеличения параметра ν_U ограничена. Дело в том, что конвективный перенос тепла задерживает продвижение фронтов кристаллизации только до тех пор, пока температура основного объема распла-

ва существенно отличается от $T_{кр}$ (см. (3.9)). Между тем (см. рис. 8, з) температура расплава падает до $T_{кр}$ быстро и тем быстрее, чем интенсивнее конвекция, т.е. чем выше значение $\nu_U + \nu_D$. В результате большая часть слоя кристаллизуется в режиме встречного движения фронтов (см. рис. 8, а), причем верхний фронт на этой стадии, вообще говоря, движется быстрее нижнего, так как $\gamma_U > \gamma_D$. Таким образом, согласовать второй из выделенных признаков строения реальных расслоенных интрузивов с моделью направленной кристаллизации невозможно ни при каких значениях параметров ν_U и ν_D .

Рис. 9. Схема возникновения (D-D)-конвекции



Наконец, заметная амплитуда дифференциации получается лишь при нереально высоком ($\sim 0,1$) значении параметра κ . При $\kappa \sim 10^{-3}$ эта амплитуда не превышает 1%.

Таким образом, мы приходим к выводу, что модель направленной кристаллизации находится в качественном противоречии с принципиальными признаками строения расслоенных интрузивов. Из логики поведения модели ясно, что этот вывод не зависит ни от произвола в выборе некоторых ее параметров, ни от упрощенного характера самой модели — более точное описание тепловых потоков, учет изменения интенсивности конвекции с течением времени и т.д. — все это качественной картины дифференциации не изменит.

Серьезное влияние на процесс дифференциации может оказать зависимость плотности расплава от его химического состава, т.е. концентрационная составляющая конвекции. На рис. 9 схематически показаны распределения по разрезу слоя направленно затвердевающей жидкости температуры и концентрации захватываемого твердой фазой компонента при условии отсутствия конвекции. Теряемый жидкостью компонент может быть понижающим или повышающим ее плотность, в первом случае $\beta_C = (\partial \rho / \partial C)_T / \rho < 0$, во втором — $\beta_C > 0$. При $\beta_C < 0$ профиль плотности $\rho(z) = \rho_0(1 + \beta \Delta T)(1 + \beta_C \Delta C)$ и качественно не отличается от профиля плотности в остывающей однокомпонентной жидкости. Концентрационное влияние на плотность в этом случае просто усилит тепловую конвекцию, не влияя на качественную картину процесса. В случае $\beta_C > 0$ могут возникнуть достаточно сложные и интересные эффекты взаимодействия тепловой и концентрационной конвекций — эффекты двойной диффузии (см. напр.: [136, 175 и др.]). В частности, они могут привести к расслоению

нию конвектирующей жидкости и в конечном счете к усилению конвективного переноса тепла и вещества вниз при одновременном ослаблении этого переноса вверх, т.е. сделать возможным нарушение условия $\nu_U > \nu_D$.

Для базальтовых расплавов на первых стадиях кристаллизации иногда наблюдаются участки понижения плотности [195], связанные с преимущественной кристаллизацией оливина и обогащением расплава алюминием и кремнием. Учет этого эффекта в рамках рассмотренной модели может привести к перемещению максимума содержаний в породах захватываемых твердой фазой компонентов из верхней части разреза в нижнюю, но, очевидно, ничего не изменит в остальных признаках строения модели.

Мак-Бирни и Нойес [196] привели данные по реологии кристаллизующегося базальтового расплава, указывающие на возможность такой ситуации, когда кристаллы в объеме магмы зарождаются, но не оседают, так как напряжение на их границах меньше порогового напряжения сдвига жидкой фазы. Имея это в виду, можно попытаться сформулировать еще один вариант модели направленной кристаллизации — модель, допускающую одновременно и направленное движение фронтов, и образование не оседающей твердой фазы в объеме расплава. Однако совершенно очевидно, что качественно результаты такой модели будут идентичны результатам решения уравнений (3.10–3.12) и (3.19). Отличие будет состоять в уменьшении амплитуды дифференциации по двум причинам, отмеченным в работе [110]. Во-первых, объемная кристаллизация уменьшит содержание в расплаве захватываемых твердой фазой компонентов и увеличит содержание отторгаемых компонентов, что естественным образом будет препятствовать диффузии первых к фронтам кристаллизации, а последних — от этих фронтов. Во-вторых, в кристаллизующейся жидкости величины диффузионных потоков вещества подчинены дополнительному ограничению, поскольку градиенты температуры и концентраций оказываются связаны условием фазового равновесия:

$$\partial C_k / \partial z = (dC_k / dT) (\partial T / \partial z). \quad (3.24)$$

Разумной оценкой зависимости состава равновесного с кристаллами расплава может быть уравнение ликвидусной поверхности идеального раствора компонентов, не смешивающихся в твердой фазе [50]:

$$N_k = \exp[\Delta H_k (1 - T_k^{kp} / T) / RT_k^{kp}],$$

где N_k — мольная доля компонента k в расплаве; ΔH_k и T_k^{kp} — соответственно энтальпия и температура его кристаллизации. Эта оценка с учетом (3.24), а также законов Фика и Фурье

$$J_q = -a^2 c \rho \partial T / \partial z, \quad J_k = -D_k \partial C_k / \partial z$$

приводит к соотношению

$$J_k = k_k J_q,$$

$$k_k = (D_k / a^2) \Delta H_k (1 - F) N_k / c R T^2,$$

где F — объемная доля взвешенных в расплаве твердых фаз. Для силикатных расплавов $D_k / a^2 \sim 10^{-3}$ [36], $\Delta H_k / c T \sim 1$, $RT \sim 10^4$, таким образом, коэффициент пропорциональности k_k имеет порядок 10^{-8} моль/Дж.

Перенос через пограничный слой q джоулей тепла, согласно этой оценке, сопровождается перемещением к фронту кристаллизации $\sim 10^{-8} q$ молей вещества, что составляет лишь около 1% от количества твердой фазы, появившейся в объеме расплава за счет потери этого тепла ($q/\Delta H_k \sim \sim 10^{-5}$ моль). Это еще раз иллюстрирует неэффективность чисто диффузионного переноса вещества как механизма химической дифференциации – отсутствие таких форм конвекции, при которых разделяются объемы вещества различного химического состава исключает из дифференциации $\sim 98\%$ исходного материала.

Таким образом, мы можем сделать общий вывод, что все варианты модели направленной кристаллизации, игнорирующие гомогенное зарождение минералов и транспорт компонентов по механизму фазовой конвекции, приходят в противоречие с качественными признаками строения трапповых интрузивов и долеритовых силлов.

ХИМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ ПРИ ФАЗОВОЙ КОНВЕКЦИИ

Начиная анализ химической дифференциации расплава за счет перемещения в его объеме кристаллических фаз, удобно сначала вернуться к упрощенным конвекционным системам типа обсуждавшихся в первом разделе этой главы. Снова рассмотрим плоскопараллельный слой жидкости, теряющий тепло через верхнюю границу (поток J_U) и имеющий теплоизолированную нижнюю границу ($J_D = 0$). Будем, однако, считать, что развивающаяся в этой системе конвекция носит чисто фазовый характер, т.е. что нисходящий поток имеет форму кристаллов, образующихся у верхней границы и оседающих в объеме расплава (рис. 10). Для простоты, как и в предыдущем разделе, предположим, что расплав состоит из двух компонентов (A и B) и может сосуществовать только с одной твердой фазой – раствором $A-B$. Компонент A пусть будет захватываемым твердой фазой, а компонент B – отторгаемым. Наконец, учитывая, что твердая и жидкая фазы всегда находятся в тесном контакте (см. рис. 10), будем считать, что в каждой точке слоя эти фазы находятся в термодинамическом равновесии (мозаичном равновесии по Д.С. Коржинскому).

Определим обозначения: $C_A, C_B, C_A^s, C_B^s, C_A^l, C_B^l$ – концентрации (моль/ед. объема) компонентов соответственно в смеси, твердой и жидкой фазах; F_s и $F_l = 1 - F_s$ – объемные доли фаз; h, h_s и h_l – энтальпии (в Дж/ед. объема) смеси и отдельных фаз. Все перечисленные величины есть функции вертикальной координаты z и времени t . Важным параметром являются скорости перемещения фаз u_s и u_l , связанные условием сохранения $F_s u_s + F_l u_l = 0$.

Через единицу площади произвольно выбранной плоскости с вертикальной координатой z за единицу времени переносится количество молей компонента A :

$$J_A = u_s F_s C_A^s + u_l F_l C_A^l - D_A^l \partial C_A^l / \partial z, \quad (3.25)$$

где D_A^l – коэффициент его диффузии в жидкой фазе. Аналогичным образом можно записать и поток энтальпии (тепла)

$$J_h = u_s F_s h_s + u_l F_l h_l - D_h \partial T / \partial z. \quad (3.26)$$

Выделив на оси z небольшой интервал dz и подсчитав привнос и вынос вещества и тепла для слоя толщиной dz , нетрудно получить уравнения баланса, которые в пределе $dz \rightarrow 0$ имеют вид

$$\partial C_A / \partial t + \partial J_A / \partial z = 0, \quad \partial h / \partial t + \partial J_h / \partial z = 0. \quad (3.27)$$

Проследивать перенос компонента B нет нужды, так как его концентрация определяется через C_A соотношением $C_A \bar{V}_A + C_B \bar{V}_B = 1$ (\bar{V}_A и \bar{V}_B —



Рис. 10. Схема циркуляции вещества при фазовой конвекции

молярные объемы A и B в смеси). С учетом (3.25) и (3.26) из (3.27) вытекают уравнения

$$\partial C_A / \partial t + \partial [F_s u_s (C_A^s - C_A^l)] / \partial z = D_A^l \partial^2 C_A^l / \partial z^2, \quad (3.28)$$

$$\partial h / \partial t + \partial [F_s u_s (h_s - h_l)] / \partial z = D_h \partial^2 T / \partial z^2. \quad (3.29)$$

Фигурирующие в (3.28) и (3.29) величины C_A^s , C_A^l , h_s , h_l , F_s полностью определяются через C_A и h (при заданном давлении) как решение задачи термодинамического равновесия. Поэтому (3.28) и (3.29) можно записать как

$$\partial C_A / \partial t + \partial [w_A (C_A, h) C_A] / \partial z = D_A^l \partial^2 C_A^l / \partial z^2, \quad (3.30)$$

$$\partial h / \partial t + \partial [w_h (C_A, h) h] / \partial z = D_h \partial^2 T / \partial z^2, \quad (3.31)$$

где $w_A = F_s u_s (C_A^s - C_A^l) / C_A$ и $w_h = F_s u_s (h_s - h_l) / h$.

Уравнения (3.30) и (3.31) с краевыми условиями $J_A(0, t) = J_A(L, t) = 0$ и $J_h(0, t) = 0$, $J_h(L, t) = J_U$ и определяют химическую эволюцию показанной на рис. 10 системы с фазовой конвекцией.

Обратим внимание на то, что уравнения (3.30) и (3.31) с точностью до малых диффузионных членов $\sim \partial^2 C_A / \partial z^2$ и $\partial^2 T / \partial z^2$ тождественны уравнению неразрывности

$$\partial C / \partial t + \text{div}(\vec{w}C) = 0,$$

которое, как хорошо известно из гидродинамики, описывает изменение плотности при движении сплошной среды или изменение концентрации в облаке упорядоченно движущихся частиц, скорости которых определяются векторным полем $\vec{w}(x, y, z, t, C)$. Из этой аналогии сразу становится ясно, что протекающие в рассматриваемой системе процессы сильно похожи на расслоение суспензий или эмульсий, например на оседание взвешенных в воде частиц кварца или глины. При этом перемещение тяжелой частицы с присущей ей скоростью оседания моделирует перемещение со скоростью w_A молекулы захватываемого твердой фазой компонента.

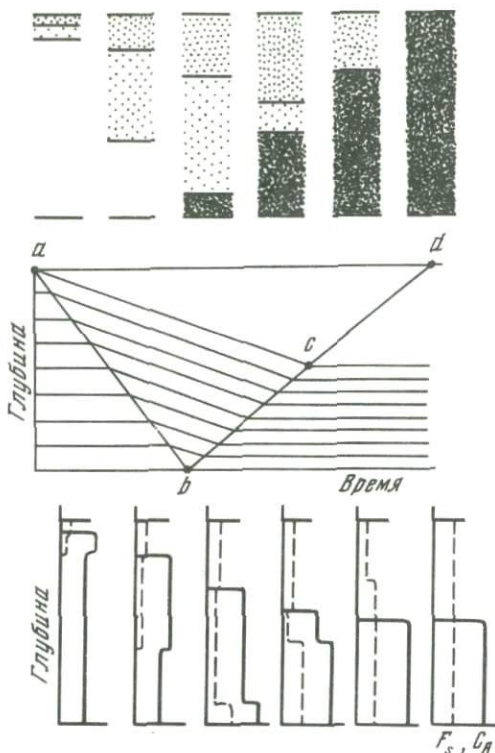


Рис. 11. Схема траекторий частиц тугоплавкого компонента A и эволюции его концентрационных распределений в системе с фазовой конвекцией

Имея это в виду, мы будем называть w_A и w_h скоростями перемещения компонента A и энтальпии. Из аналогии с уравнением неразрывности вытекает удобный способ иллюстрации химического поведения систем с фазовой конвекцией. Он состоит в построении траекторий частиц [29, 106], т.е. кривых

$$z(t) = z(0) + \int_0^t w_A dt.$$

На рис. 11 показано поле таких траекторий для рассматриваемой задачи. Концентрационное распределение компонента A в любой момент времени определяется просто подсчетом числа точек пересечения линии $t = \text{const}$ с траекториями

$$C_A [z(t), t] = C_A [z(0), 0] \Delta z(0) / \Delta z(t),$$

где Δz — расстояние между парой соседних траекторий.

Как видно из рис. 11, в координатах $z - t$ имеется ряд линий, на которых траектории перемещения компонентов испытывают изломы, что вызывает появление скачков в концентрационных распределениях — их иногда называют химическими шоками [165]. Для нахождения линий

такого типа Д.С. Коржинский [47] предложил метод, использующий то обстоятельство, что при определенных условиях решения уравнений типа (3.30) и (2.31) с отброшенными диффузионными членами являются автомодельными, т.е. зависят на самом деле не от z и t , а только от их отношения $\xi \sim z/t$.

Ограничимся для простоты рассмотрением случая, когда концентрация оседающей фазы F_s мала, — это позволит считать, что скорость оседания u_s — постоянна. Кроме того, в выражении для энтальпии

$$h = [F_s c_p^s + (1 - F_s) c_p^l] (T - T^{ct}) + (1 - F_s) \lambda$$

(c_p — теплоемкости фаз; λ — скрытая теплота плавления в Дж/ед. объема) отбросим первый член, учитывая, что обычно $\lambda \gg c_p (T - T^{ct})$, т.е. будем считать, что $h = (1 - F_s) \lambda$. Эти упрощения и пренебрежение диффузионным транспортом сводят систему (3.28), (3.29) к

$$\partial C_A / \partial t + u_s \partial [F_s (C_A^s - C_A^l)] / \partial z = 0, \quad (3.32)$$

$$\partial F_s / \partial t + u_s \partial F_s / \partial z = 0, \quad (3.33)$$

$$F(L, t) = J_U / \lambda u_s = F_0.$$

Определим как $\xi = (z - L)/t$ и, учитывая, что

$$\partial / \partial t = -(\xi/t) \partial / \partial \xi, \quad \partial / \partial z = (1/t) \partial / \partial \xi,$$

представим (3.32) и (3.33) в виде системы

$$(dC_A / d\xi) \{ u_s d[F_s (C_A^s - C_A^l)] / dC_A - \xi \} + \quad (3.34)$$

$$+ (dF_s / d\xi) \{ d[F_s (C_A^s - C_A^l)] / dF_s \} = 0,$$

$$(dF_s / d\xi) (u_s - \xi) = 0, \quad (3.35)$$

$\xi \leq 0$, $F(0) = F_0$, $F(-\infty) = 0$, $C_A(0) = 0$, $C_A(-\infty) = C_A^0$.

Из (3.35) видно, что функция $F_s(\xi)$ постоянна при всех ξ , кроме $\xi = u_s$, т.е. с учетом краевых условий

$$F_s = \begin{cases} F_0, & u_s \leq \xi \leq 0; \\ 0, & -\infty < \xi < u_s. \end{cases}$$

Уравнение (3.34) имеет нетривиальное решение

$$\xi = u_s F_0 d(C_A^s - C_A^l) / dC_A, \quad (3.36)$$

однако это решение при краевом условии $C_A(0) = 0$ приводит к появлению физически недопустимой складки поверхности $C_A(z, t)$. Дело в том, что, как ясно из рис. 12, изолинии для меньших значений концентрации имеют на плоскости $z - t$ больший наклон. В результате на поверхности $C_A(z, t)$ появляется складка, как показано на рис. 13. В химических системах такая складка вырождается в концентрационный скачок — химический шок. Таким образом, обе функции $C_A(z, t)$ и $F_s(z, t)$ являются постоянными при всех z и t , кроме принадлежащих линиям скачков. На этих линиях запись уравнений сохранения в виде (3.32) и (3.33) некорректна, так как функции $C_A(z, t)$ и $F_s(z, t)$ недифференцируемы, и уравнения ба-

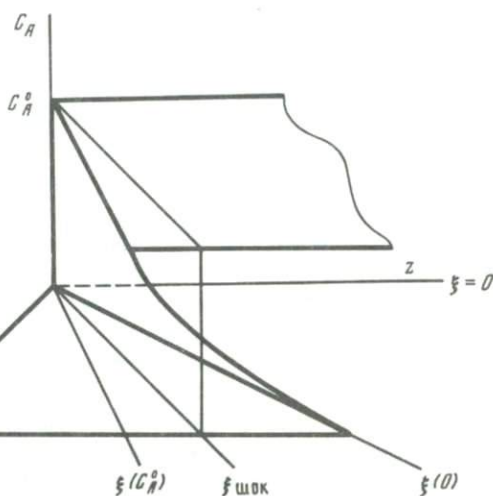
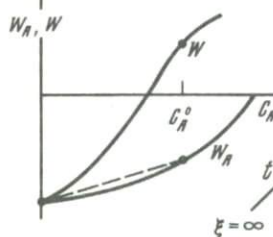
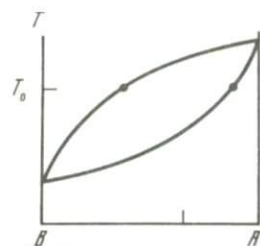


Рис. 12. Схема построения концентрационных зависимостей скорости перемещения частиц (w_A) и наклонов изолиний концентрации (w) тугоплавкого компонента A

Рис. 13. Схема образования складки поверхности $C_A(z, t)$ и химического шока

ланса надо записывать как

$$u_s F_0 [C_A^{s(0)} - C_A^{l(0)}] dt = C_A^0 dz,$$

т.е. $(dz/dt)_{\text{шок1}} = -u_s F_0 [C_A^{s(0)} - C_A^{l(0)}] / C_A^0$, $z_{\text{шок1}} = L - u_s F_0 [C_A^{s(0)} - C_A^{l(0)}] / C_A^0$, это и есть уравнение линии ac на рис. 11. На втором скачке, уравнение линии которого (линии ab)

$$u_s F_0 dt = F_0 dz, \quad (dz/dt)_{\text{шок2}} = u_s,$$

концентрация изменяется от C_A^0 до C_A^1 :

$$-u_s F_0 [C_A^{s(0)} - C_A^{l(0)}] dt = (C_A^1 - C_A^0) dz, \quad C_A^1 = C_A^0 + F_0 [C_A^{s(0)} - C_A^{l(0)}].$$

После достижения в момент $t = L/u_s$ границей облака оседающих кристаллов нижней границы слоя расплава ($z = 0$) от нее ответвляется линия поверхности осадка (кумуляса) bd , уравнение которой дает баланс

$$-u_s F_0 dt = (F_{\text{макс}} - F_0) dz, \quad (dz/dt)_{\text{шок2}} = -u_s F_0 / (F_{\text{макс}} - F_0),$$

где $F_{\text{макс}}$ — значение F_s , при котором хаотически ориентированные кристаллы заполняют пространство и скорость оседания падает до нуля. На линии bd также имеет место скачок концентрации от C_A^1 до C_A^2 :

$$C_2 = C_1 + (F_{\text{макс}} - F_0) [C_A^{s(1)} - C_A^{l(1)}].$$

Показанная на рис. 11 эволюция распределений C_A и F_s по z иллюстрирует общие закономерности химической дифференциации при локально равновесной фазовой конвекции, прежде всего это стратификация системы с появлением резких межслоевых границ и в конечном счете распад смеси на конечное число дифференциатов. Не учитывавшиеся при построении показанной на рис. 11 картины диффузионные потоки вещества в пределах слоев исчезающе малы, так как они пропорциональны градиентам концентрации. На межслоевых границах эти потоки могут стать значительными и привести к некоторому сглаживанию концентрационных скачков. Однако здесь есть интересный момент, который может иметь важные петрологические последствия. Дело в том, что ступенчатый характер распределения в системе с фазовой конвекцией характерен не только для концентраций, но и для температуры. Это ясно уже из того, что температура в рассматриваемой системе контролируется составами сосуществующих фаз. Но по крайней мере в осадке кондуктивный подогрев нижним более высокотемпературным слоем вызовет подплавление верхнего и усилит локальную фазовую циркуляцию. В результате получится, что температурный скачок благодаря кондуктивному механизму переноса тепла затормозит диффузионное сглаживание скачка, способствуя сохранению в кумулусе фазового характера межслоевых границ.

Теперь обратимся к более реальной для остывающей жидкости ситуации, в которой фазовая конвекция наложена на общую типа проиллюстрированной рис. 4–6. Как видно из этих рисунков и как уже отмечалось, общая конвекция имеет вид пары полуячеек, граница между которыми постоянно перемещается. Для краткости ограничимся рассмотрением очень схематичного приближения, в котором горизонтальные составляющие скорости движения жидкости будут считаться нулевыми при всех z , кроме узких интервалов, прилегающих к краям слоя жидкости и к границе между конвекционными полуячейками. Все характеристики расплавно-кристаллической смеси можно усреднить по поперечным сечениям восходящего и нисходящего потоков и составить для них пары балансовых уравнений типа (3.30) и (3.31) по отдельности для восходящей и нисходящей части каждой полуячейки (всего 4 пары) с соответствующими условиями сохранения на неподвижных и подвижных границах, затем получить формальные решения, как это было сделано для системы без общей конвекции. Однако для формулировки конвекционно-кумуляционной модели полные решения транспортных уравнений не понадобятся. Поэтому здесь, не приводя всей математической формалистики, мы ограничимся просто пояснением общего характера эволюции концентрационных распределений. Предварительно только отметим, что уравнения переноса для конвекционной системы, очевидно, можно записать и в виде

$$\begin{aligned} \partial \bar{C}_A / \partial t + \partial [\bar{J}_A \bar{C}_A / \bar{C}_A] / \partial z &= 0, \\ \partial \bar{h} / \partial t + \partial [\bar{J}_h \bar{h} / \bar{h}] / \partial z &= 0, \end{aligned} \quad (3.37)$$

где \bar{C}_A , \bar{h} , \bar{J}_A и \bar{J}_h — величины, усредненные по поперечным сечениям всей системы (и восходящих, и нисходящих потоков). Из этой записи вытекает, что и при наложении общей конвекции на фазовую картина переноса

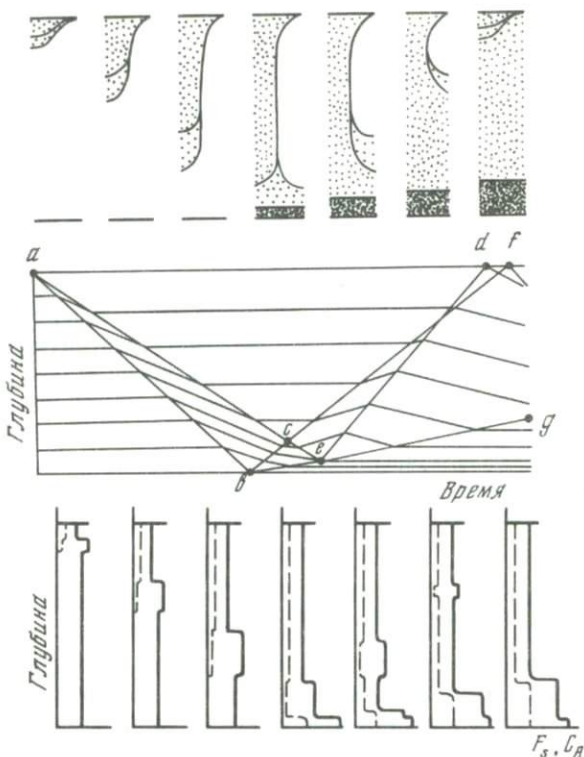


Рис. 14. Схема траекторий частиц тугоплавкого компонента A и эволюция его концентрационных распределений при наложении фазовой конвекции на общую

вещества и тепла может быть представлена средними траекториями движения частиц, имеющих скорости $\bar{w}_A = \bar{J}_A / \bar{C}_A$ и $\bar{w}_h = \bar{J}_h / \bar{h}$.

На рис. 14 показана такая картина для одного цикла охлаждения кристаллизующейся жидкости. В общих чертах она сходна с картиной перемещения компонента A при чисто фазовой конвекции (см. рис. 11).

В головной части нисходящего потока обгоняющие его кристаллы приходят в контакт с жидкостью, еще не затронутой охлаждением. Это, как и в случае чисто фазовой конвекции, приводит к появлению химических шоков и области повышенной концентрации компонента A (треугольник abc на рис. 14). Отличие системы с общей конвекцией от показанной на рис. 11 состоит в следующем. При отсутствии общей конвекции постоянный теплоотвод от верхней границы может быть обеспечен только полной кристаллизацией жидкости, поэтому температура на верхней границе падает до нижнего предела, отвечающего температуре кристаллизации чистого компонента B , а компонент A полностью уносится вниз оседающими кристаллами. При наличии общей конвекции восходящий поток обеспечивает доставку в зону кристаллизации свежей жидкости, вследствие чего скачки концентрации и температуры распла-

ва на линии ac (см. рис. 14) составляют лишь небольшую часть всего интервала кристаллизации расплава. Второе различие связано с тем, что область обогащения компонентом A в конвекционной системе отражается от дна, переходит в восходящий поток и всплывает (фигура $cfde$ на рис. 14). Приходя в равновесие с расплавом после пересечения линии ac кристаллы частично растворяются, поэтому обогащенный компонентом A слой в голове нисходящего потока в типичном случае оказывается легче следующей за ним основной части потока. В появляющемся на дне слоя жидкости осадке (линия beg — поверхность осадка) фиксируется концентрационный скачок, точнее говоря, выброс. На стадии всплывания обогащенный компонентом A слой уменьшается, так как кристаллы из этого слоя возвращаются в среду той жидкости, которую на стадии погружения они обогнали, однако полной зеркальной симметрии картины переноса на стадиях погружения и всплывания пограничного слоя нет из-за того, что часть твердой фазы остается в слое осадка. Очевидно, что в последующих циклах конвекционного охлаждения расплава пограничный между полуячейками слой обогащенной компонентом A смеси будет циркулировать, а концентрационные скачки в осадке повторяться.

КОНВЕКЦИОННО-КУМУЛЯЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА СТАНОВЛЕНИЯ ПЛАСТОВОГО ИНТРУЗИВА

Картину транспорта компонентов затвердевающей жидкости при наложении оседания твердой фазы на общую конвекцию нетрудно обобщить на случай кристаллизации расплава в пластовой камере (рис. 15). Надо только учесть, что кристаллизация происходит как путем зарождения и роста твердой фазы в объеме расплава, так и путем перемещения границ камеры. В показанной на рис. 15 ситуации скорость продвижения верхнего фронта u_f^U по абсолютному значению велика только на малых временах (закалочный режим), с течением же времени она уменьшается значительно быстрее, чем скорость продвижения вверх нижней границы камеры u_f^D . Причина соотношения $|u_f^D| > |u_f^U|$ очевидна, она состоит в общей направленности перемещения твердой фазы вниз. Большая часть кристаллов, зародившихся гомогенно за счет теплопотери через верхнюю границу, в конце концов захватывается нижним фронтом кристаллизации.

Главным исходным положением конвекционно-кумуляционной модели является предположение о высокой интенсивности общей конвекции в следующем ограниченном смысле.

1. Скорость перемещения взвешенных кристаллов относительно жидкости (скорость оседания) мала по сравнению со средней скоростью движения жидкости: $|u_{sed}| = |u_s - u_l| \ll |u_l|$.

2. Количество конвекционных циклов $n_{\text{конв}}$, отвечающих последовательности степеней охлаждения расплава, велико ($n_{\text{конв}} \sim 10^2 - 10^3$), что оправдывает предельный переход $n_{\text{конв}} \rightarrow \infty$.

Ограниченность предположения о высокой интенсивности конвекции определяется тем, что она не может предотвратить переход оседающих кристаллов из объема расплава в осадок или захват их продвигающимися фронтами полной кристаллизации. Ниже будет показано, что удержи-

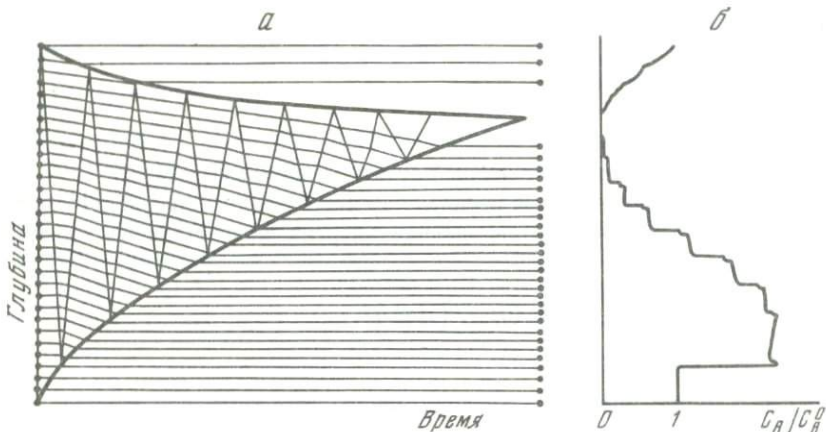


Рис. 15. Схема траекторий частиц тугоплавкого компонента A (a) и его конечное концентрационное распределение по разрезу интрузива (b) при затвердевании и дифференциации расплава по конвекционно-кумуляционному механизму

ние образующейся в расплаве твердой фазы при самопроизвольной тепловой (в противоположность вынужденной) конвекции, по существу, невозможно.

Средняя мощность формирующейся в головной части нисходящего потока зоны обогащения тугоплавким компонентом не превышает $|u_{sed}|L/|u_l|$, т.е. при $|u_{sed}| \ll |u_l|$ всегда мала. На рис. 15 она обозначена просто ломаной линией, прикосновение которой к границам затвердевания отмечается выбросами в формирующемся распределении содержания компонента A по разрезу затвердевшего слоя. Эти выбросы могут быть значительны по амплитуде, но по мощности в рассматриваемом приближении они пренебрежимо малы. В основном форма распределения содержаний компонента A по разрезу определяется наклонами средних траекторий частиц A , т.е. скоростями \bar{w}_A , в пределах образуемых линиями-границ полуячеек конвекции треугольников.

Обозначим C_A^R — концентрацию компонента A в породе, формирующейся на фронте кристаллизации. Из условия сохранения

$$(C_A^R - \bar{C}_A)u_f dt + \bar{J}_A dt = 0$$

следует, что в пределах треугольников

$$\bar{w}_A = u_f (\bar{C}_A - C_A^R) / \bar{C}_A. \quad (3.38)$$

Величина C_A^R отличается от \bar{C}_A , если количество захватываемойдвигающимся фронтом взвешенной твердой фазы F_R отличается от F_S :

$$\begin{aligned} \bar{C}_A - C_A^R &= \bar{F}_S \bar{C}_A^S + (1 - \bar{F}_S) \bar{C}_A^l - F_R \bar{C}_A^S - (1 - F_R) \bar{C}_A^l = \\ &= (F_S - F_R) (\bar{C}_A^S - \bar{C}_A^l). \end{aligned} \quad (3.39)$$

Для определения F_R также можно составить граничное уравнение сохранения

$$(F_R - \bar{F}_s)u_f dt + \bar{J}_F dt = 0, \quad (3.40)$$

$$F_R = \bar{F}_s + \bar{J}_F/u_f,$$

однако возникает вопрос о величине потока твердой фазы \bar{J}_F .

Некоторый элемент объема расплава вблизи кровли, теряя тепло, уплотняется, и его удельная потенциальная энергия возрастает на величину

$$\delta U = \delta U_s + \delta U_l,$$

$$\delta U_s = [\Delta\rho(\partial F_s/\partial T)_{C_A} + F_s(d\rho_s/dT)]gL\delta T,$$

$$\delta U_l = (1 - F_s)(d\rho_l/dT)gL\delta T,$$

где $\Delta\rho = \rho_s - \rho_l$. Член δU_s дает приращение потенциальной энергии твердой фазы, δU_l — жидкости за счет теплового сжатия и изменения химического состава. Энергия δU преобразуется сначала в кинетическую энергию конвекции, затем диссипирует в тепло благодаря вязкому трению. Причем в рассматриваемой системе есть два механизма диссипации механической энергии, связанные с двумя видами конвекции — фазовой и общей. Первый механизм диссипации — это трение на границах кристалл—жидкость. Если кристаллы движутся относительно жидкости с постоянной скоростью u_{sed} , скорость диссипации механической энергии на единицу их объема составляет $\Delta\rho g u_{sed}$. Второй механизм диссипации — вязкое трение в жидкости при ее конвективном движении. Среднее время пребывания появившегося у верхней границы кристалла τ во взвешенном состоянии не может превышать то время, за которое все сопровождавшее его появление приращение потенциальной энергии превратится в тепло. Исходя из этого и считая, что при крупнотектурной общей конвекции диссипация механической энергии по второму механизму мала, можно получить оценку τ :

$$\tau \cong L[1 + (1 - \bar{F}_s)(d\rho_l/dT)/\Delta\rho(\partial F_s/\partial T)_{C_A}]/u_{sed}. \quad (3.41)$$

В температурном интервале кристаллизации базальтового расплава увеличение плотности вещества более чем на 90% обусловлено объемным эффектом кристаллизации. Отсюда видно, что в целом тепловая конвекция не способна сколько-нибудь серьезно препятствовать оседанию кристаллов. Наоборот, есть причины, по которым средняя скорость прохождения кристаллов через конвектирующую жидкость может превышать скорость их оседания в покоящемся расплаве. Это, во-первых, отброшенная при получении оценки (3.41) диссипация за счет вязкого трения в жидкости — она может быть значительной, если конвекция протекает в режиме либо малых, либо очень больших (когда появляется турбулентность) чисел Рейнольдса, во-вторых, вовлечение в конвекцию твердой фазы, образующейся за счет теплопотери через нижнюю границу.

Следует конечно иметь в виду, что при кристаллизации полиминеральных ассоциаций может возникнуть эффект временного замедления оседания наименее плотных фаз. Например, при кристаллизации плагиоклаза плотность расплава может повышаться за счет накопления в нем компонентов темноцветных минералов, и оценка по формуле (3.41) даст

для τ плагиоклаза значение, сильно превышающее L/u_{sed}^I . Все этих эффекты можно учесть простым способом, предположив, что

$$J_F = F_s u'_{sed}, \quad (3.42)$$

где $u'_{sed} = L/\tau$ — кажущаяся скорость оседания, отличающаяся от скорости оседания в покоящейся жидкости не слишком сильно. Для краткости мы далее не будем делать различия между истинными скоростями оседания и кажущимися — везде, где это не оговорено особо, под скоростями оседания понимаются именно кажущиеся скорости.

Подставив (3.42) в (3.40), (3.39) и (3.38), получаем

$$F_R = \begin{cases} \bar{F}_s(1 - u_{sed}/u_f) & \text{при } u_f > u_{sed}, \\ 0 & \text{при } u_f \leq u_{sed}, \end{cases} \quad (3.43)$$

$$\bar{C}_A - C_A^R = \begin{cases} \bar{F}_s(\bar{C}_A^s - \bar{C}_A^l)u_{sed}/u_f & \text{при } u_f > u_{sed}, \\ \bar{F}_s(\bar{C}_A^s - \bar{C}_A^l) & \text{при } u_f \leq u_{sed}; \end{cases} \quad (3.44)$$

$$\bar{w}_A = \begin{cases} \bar{F}_s u_{sed}(\bar{C}_A^s - \bar{C}_A^l)/\bar{C}_A & \text{при } u_f > u_{sed}, \\ \bar{F}_s u_f(\bar{C}_A^s - \bar{C}_A^l)/\bar{C}_A & \text{при } u_f \leq u_{sed}. \end{cases} \quad (3.45)$$

На границах треугольников (см. рис. 15) средняя скорость \bar{w}_A изменяется за счет изменения \bar{F}_s и разности $\bar{C}_A^s - \bar{C}_A^l$ по мере понижения температуры и \bar{C}_A .

Теперь можно сравнить типичную для конвекционно-кумуляционной модели картину перераспределения компонентов (см. рис. 15) с перечисленными ранее качественными характеристиками строения расслоенных интрузивов (см. рис. 7).

1. Антисимметрия строения приконтактных зон в рамках конвекционно-кумуляционной модели находит совершенно естественное объяснение. По мере продвижения нижнего фронта кристаллизации вверх в формирующихся породах нарастает содержание обогащенной тугоплавким компонентом перемещенной фазы, поэтому и концентрация этих компонентов увеличивается. Это видно и из формулы (3.43) — поскольку u_f^D и u_{sed} имеют разные знаки $F_R^D > \bar{F}_s$, $C_A^{R,D} > \bar{C}_A$, $C_B^{R,D} < \bar{C}_B$; у верхнего фронта кристаллизации ситуация обратная — замедляя скорость движения с течением времени, этот фронт захватывает все меньшее количество взвешенной в расплаве твердой фазы, поэтому и концентрация тугоплавких компонентов в формирующихся породах понижается: знаки u_f^U и u_{sed} одинаковы,

$$F_R^U < \bar{F}_s, \quad C_A^{R,U} < \bar{C}_A, \quad C_B^{R,U} > \bar{C}_B.$$

2. Также согласуется со свойствами конвекционно-кумуляционной модели и асимметрия строения основной расслоенной серии. Главная часть кристаллизующегося за счет теплоотвода через верхнюю границу вещества, проходя через состояние взвешенной в расплаве твердой фазы, в конце концов переносится в нижнюю часть камеры, поэтому мощность верхнего приконтактного слоя, связанная с длительностью закалочного режима кристаллизации, может быть предельно мала. В результате макси-

мум содержания отторгаемых твердой фазой компонентов оказывается придвинутым к верхнему эндоконтакту. Причина же общего смещения захватываемых твердой фазой компонентов вниз очевидна.

3. Наконец, амплитуда дифференциации определяется возможной степенью накопления перемещенной фазы в формирующихся в нижней части камеры породах. Поскольку скорости потери тепла через верхнюю и нижнюю границы камеры близки, при высокой скорости оседания перемещенная твердая фаза может составлять около 50% объема образующейся в нижней части камеры породы. Если, например, первой ликвидусной фазой является оливин, при нормативном содержании в исходном расплаве 7–10% в кумулятивной породе его может накопиться более 50%, при этом содержание в породе захватываемого оливином элемента типа Ni (коэффициент распределения между оливином и расплавом выше 10) окажется в ~ 100 раз выше содержания этого элемента во внедрившейся магме.

Таким образом, видно, что конвекционно-кумуляционная модель в отличие от моделей направленной кристаллизации вполне согласована с качественными крупномасштабными характеристиками строения расчлененных интрузивов.

Кристаллизационный процесс в рамках конвекционно-кумуляционной модели протекает однонаправленно — обменные реакции и плавление имеют место только на границах конвекционных полуячеек (в области химических шоков), и в приближении высокой интенсивности конвекции их влияние на результаты дифференциации пренебрежимо мало. Как видно из рис. 15, не составляет труда выделить последовательность моментов времени $t_1, t_2, \dots, t_2 n_{\text{конв}}$, в которые слой расплава однороден по всем параметрам. При большом $n_{\text{конв}}$ естественной аппроксимацией этой последовательности является континуальное множество, отвечающее просто равновесной кристаллизации всего слоя расплава с одновременным удалением части взвешенной в нем твердой фазы, т.е. обычный для магматической петрологии (боуэновский) процесс фракционной кристаллизации. Это означает, что предлагаемая в настоящей работе модель, по существу, является не более чем некоторым обобщением классической концепции и дать определение модели в принципе можно было бы, не останавливаясь на всех рассмотренных выше вопросах.

Нам, однако, проведенный анализ представляется не напрасным. Дело в том, что к математическому формализму концепции континуальной фракционной кристаллизации в определенном приближении могут быть сведены совершенно различные физические картины процесса. В частности, при наличии дополнительного к свободной тепловой конвекции источника энергии (принудительного перемешивания) перераспределение компонентов расплава в соответствии с законами фракционной кристаллизации может быть получено и путем направленного затвердевания без появления в расплаве взвешенной твердой фазы, и путем кристаллизации с гомогенным зарождением в хаотически конвектирующем расплаве, и в более сложно организованных системах. В любом случае концепция фракционной кристаллизации останется приближением низкого порядка, по природе своей не способным дать объяснение всем деталям и признакам

строения реальных геологических объектов. И именно для решения вопроса о том, являются ли расхождения между предсказаниями модели и данными наблюдений катастрофическими для лежащей в основе модели концепции или они для своего объяснения требуют просто построения модели более высокого уровня точности, требуется четкое представление о картине процесса и физическом смысле проведенного при формулировке модели предельного перехода. В этой связи представляется уместным отметить, что разномасштабная ритмическая слоистость, особенно развитая в крупных расчлененных комплексах, и связанные с ней особенности вариации состава пород рассматриваются многими исследователями [22, 134, 196] как непреодолимые для кумуляционной теории трудности. Между тем из изложенного хорошо видно, что объяснение явлениям такого рода вполне может быть найдено при более внимательном анализе структуры конвекции, взаимодействия фазовой конвекции с общей и локальных процессов магматического метасоматоза в кумулусе, т.е. при построении конвекционно-кумуляционной модели более высокого уровня точности.

Глава 4

ЭВМ-МОДЕЛИ С ПРИМИТИВНЫМ ОПИСАНИЕМ ТЕРМОДИНАМИКИ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

В самом общем виде задача моделирования процесса дифференциации магматического расплава, как и задача моделирования любого геохимического процесса, сводится к решению системы уравнений локального баланса для сохраняющихся экстенсивных величин $I(t)$ — количества движения, энергии и масс химических компонентов. Эти уравнения выводятся [19] путем приравнивания скорости изменения содержания I в малом элементе объема среды сумме производства I (функции источника-стока) и привноса-выноса I через границы этого объема соответствующими потоками J :

$$\begin{aligned} \partial I / \partial t &= \sigma[I] - \operatorname{div} J[I], \\ \operatorname{div} J &= \partial J_x / \partial x + \partial J_y / \partial y + \partial J_z / \partial z. \end{aligned} \quad (4.1)$$

Уравнения баланса для импульса (поскольку количество движения величина векторная, этих уравнений три) являются уравнениями движения сплошной среды и определяют эволюцию поля ее скоростей, т.е. их решение дает картину развивающейся в системе конвекции. Уравнение для энергии определяет термику системы, наконец, уравнения баланса масс компонентов дают эволюцию пространственного распределения химического состава вещества. Последний процесс с геохимической точки зрения представляет наибольший интерес, так как его конечный результат — химическое строение геологического тела — является признаком, реально наблюдаемым.

Простота записи уравнений (4.1) не должна создавать иллюзий относительно возможности их решения. Потоки J зависят от величин I отнюдь не простым образом — непосредственно они связаны конститутивными соотношениями с градиентами механических напряжений, температур, химических потенциалов (интенсивными величинами), с химическим составом и гидродинамическими скоростями движения среды, выражение которых через величины I требует прослеживания всех протекающих в системе химических реакций, т.е. решения задач термодинамического равновесия и химической кинетики во всех точках среды в каждый момент времени. Многофазность магмы и сингулярный характер фазовых реакций создают дополнительные трудности уже при записи конститутивных соотношений, особенно в механической части задачи. Можно также отметить, что даже не осложненные химическим транспортом и фазовыми переходами чисто гидродинамические задачи тепловой конвекции в однородной жидкости требуют для своего решения больших затрат времени работы самых современных вычислительных машин. В принципе мощность вычислительной техники допускает в настоящее время постановку задачи численного решения относительно полной, т.е. включающей в себя уравнения движения, теплопереноса и массопереноса, системы уравнений (4.1) для процесса остывания состоящего из порядка десятка компонентов расплава. Однако по затратам ресурсов решение этой задачи было бы сопоставимо с реализацией крупного научно-технического проекта. Чисто теоретическое значение ЭВМ-модели процесса становления какого-либо интрузива едва ли сможет оправдать такие затраты, поэтому пока вполне последовательный подход к моделированию магматизма остается делом будущего, хотя возможно и не очень отдаленного.

Обычное при анализе магматических систем упрощение уравнений (4.1) состоит прежде всего в отказе от решения гидродинамических уравнений движения — эту, наиболее трудную, часть задачи, опираясь на представление о высокой интенсивности тепловой конвекции (см. гл. 3), можно просто заменить предположением об однородности конвектирующей расплавно-кристаллической смеси по температуре, химическому и фазовому составам.

Второе серьезное упрощение дает предположение о локальном химическом равновесии (мозаичном равновесии по Д.С. Коржинскому) во всем объеме конвектирующей магмы. Это предположение позволяет свести проблему прослеживания степеней протекания химических реакций к решению задачи химического равновесия. Условие его справедливости состоит в том, что среднее время пребывания кристалла во взвешенном состоянии $\tau = L/|u_p|$ должно существенно превышать время релаксации химического неравновесия между кристаллом и окружающим его расплавом $\tau_{\text{рел}} \sim l^2/D_k$ (l — характерный размер кристалла; D_k — коэффициент диффузии компонента k в твердой фазе). Из этого условия вытекает неравенство $D_k > l^2|u_p|/L$. Величина l имеет порядок $10^{-1} - 10^{-2}$ см, $L \sim 10^3 - 10^4$ см, u_p исчисляется метрами в год, т.е. $|u_p| \sim 10^{-5} - 10^{-6}$ см/с, таким образом, для выполнения условия локального термодинамического

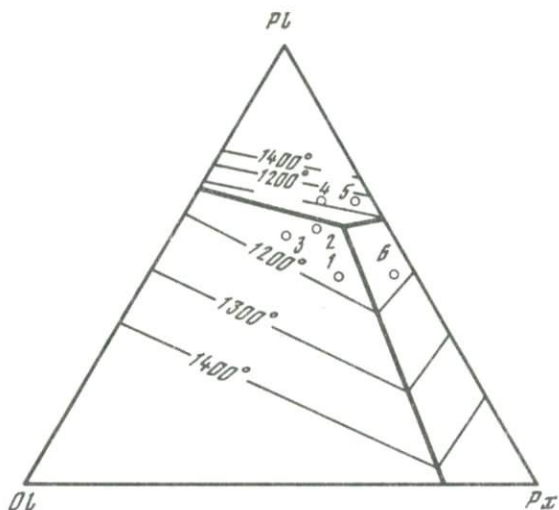


Рис. 16. Модельная диаграмма кристаллизации расплавов системы пироксен—плаггиоклаз—оливин

Точками показаны принятые в расчетах составы расплава, числа возле точек соответствуют первой цифре индексов вариантов в табл. 8

равновесия необходимо, чтобы коэффициенты диффузии компонентов минералов удовлетворяли условию $D_k > 10^{-10} - 10^{-14}$ см²/с. По имеющимся данным [173], этому условию удовлетворяют почти все компоненты базальтовых магм; некоторые проблемы могут возникнуть только с релаксацией неравновесности распределения Al между плаггиоклазом и расплавом. Следует, однако, иметь в виду, что плотность плаггиоклаза близка к плотности расплава и его время пребывания во взвешенном состоянии может сильно превышать использованную выше оценку.

Наконец, еще одно упрощение, от которого мы откажемся позже (см. гл. 5–7), связано с учетом многокомпонентности базальтового расплава и способом описания термодинамики фазовых равновесий. В этой главе мы будем считать, что расплав состоит из трех независимых компонентов — оливина, пироксена и плаггиоклаза и что условия появления твердых минералов на ликвидусе этого расплава определяются показанной на рис. 16 модельной диаграммой кристаллизации. Эта диаграмма линейна в том смысле, что ее ликвидусные поверхности представляют собой три пересекающиеся плоскости, — такое искажение истинных ликвидусных соотношений позволяет построить очень быстро работающую процедуру численного решения задачи равновесия [104]. Построена она чисто эвристически с учетом результатов Йодера и Тилли [34] по плавлению базальтов и отражает только самые общие кристаллизационные свойства магматического расплава как многокомпонентной жидкости.

УРАВНЕНИЯ СЕДИМЕНТАЦИОННОЙ И КОНВЕКЦИОННО-КУМУЛЯЦИОННОЙ МОДЕЛЕЙ И АЛГОРИТМ ИХ ЧИСЛЕННОГО РЕШЕНИЯ

Рассмотрим две, основанные на отмеченных упрощениях, модели процесса становления траппового интрузива — седиментационную и конвекционно-кумуляционную. В первой учитывается только один вид конвективного перемещения вещества — оседание взвешенных в расплаве кристаллов (фазовая конвекция, см. предыдущую главу). Вторая модель, учитывающая общую конвекцию только как фактор интенсивного перемешивания магмы, с точки зрения техники расчетов, как будет видно ниже, получается из первой с помощью простой модификации расчетной процедуры (введения в ЭВМ-программу блока усреднения химического состава и теплосодержания вещества в конвекционном слое).

Пластовый интрузив рассматривается как бесконечно протяженный в горизонтальных направлениях слой первоначально расплавленного однородного по температуре и химическому составу вещества. Слой ориентирован перпендикулярно вертикальной оси и имеет постоянную мощность L_0 . При этих условиях симметрия системы делает задачу одномерной — перемещение тепла и вещества необходимо проследить только в вертикальном направлении z . Мощность перекрывающих трапповые интрузивы пород обычно намного превышает мощность самих интрузивов (100–200 м). Это означает, что поверхность Земли не может оказать серьезного влияния на термику интрузива и слой остывающего расплава можно считать заключенным между двумя полубесконечными твердыми средами, имеющими в начальный момент времени температуру, на $\sim 10^3$ К меньшую температуры внедрившегося расплава.

В качестве локальных характеристик среды, эволюцию распределений которых по координате z необходимо проследить, удобно взять валовые (безотносительно к фазовому составу среды) концентрации компонентов C_k ($k = OI, Px, Pl$) в молях на кубический сантиметр и энтальпию h в джоулях на кубический сантиметр. При заданном постоянном давлении все остальные, имеющие отношение к делу, локальные характеристики — температура T , фазовый состав вещества m_k , m_l и состав расплава C_k^l — определяются через C_k и h путем решения задачи термодинамического равновесия с помощью показанной на рис. 16 диаграммы состояния, т.е. можно записать

$$\begin{aligned} T &= f_T(h, C_{OI}, C_{Px}, C_{Pl}), \\ m_k &= f_k(h, C_{OI}, C_{Px}, C_{Pl}), \\ C_k^l &= f_k^l(h, C_{OI}, C_{Px}, C_{Pl}). \end{aligned} \quad (4.2)$$

Явный вид функций f будет рассмотрен ниже.

Перенос тепла и вещества в рассматриваемой системе осуществляется двумя механизмами — теплопроводностью (диффузией) и перемещением фаз, соответственно потоки тепла J_Q и вещества J_k через произвольную перпендикулярную направлению переноса поверхность состоят из двух частей — кондуктивной (диффузионной)

$$J_Q^{\text{конд}} = - \left(\kappa_S \sum_{k=1}^3 m_k v_k + \kappa_l m_l v_l \right) \partial T / \partial z, \quad (4.3)$$

$$J_k^{\text{диф}} = -D_k m_l v_l \partial C_k^l / \partial z, \quad (4.4)$$

(v_k — мольный объем компонента k ; принято, что теплопроводность k является аддитивной функцией фазового состава) и седиментационной

$$J_Q^{\text{сед}} = \sum_{k=1}^3 m_k u_k c_k^s T - \left(\sum_{k=1}^3 u_k v_k / \sum_{k=1}^3 C_k^l v_k \right) \times \\ \times \sum_{k=1}^3 C_k^l [c_k^s T_1 + c_k^l (T - T_1) + \lambda_k], \quad (4.5)$$

$$J_k^{\text{сед}} = m_k u_k - C_k^l \sum_{k=1}^3 u_k v_k / \sum_{k=1}^3 u_k C_k^l, \quad (4.6)$$

где c_k^s и c_k^l — теплоемкости компонентов в фазах; T_1 — температура тройной эвтектики; λ_k — скрытая теплота кристаллизации компонента k при температуре T_1 . Скорости перемещения (в лабораторной системе координат) твердых фаз u_k считаются зависящими от содержания расплава $F_l = m_l v_l$, они приравняются нулю при $F_l \leq F_l^{\text{мин}}$, где $F_l^{\text{мин}}$ — содержание жидкой фазы в плотной упаковке хаотически ориентированных кристаллов (осадке). При $F_l > F_l^{\text{мин}}$ величины u_k имеют постоянные, обычно отрицательные значения (скорости оседания минералов, как правило, направлены вниз). Первые члены правых частей (4.5) и (4.6) учитывают перенос тепла и вещества твердыми фазами, вторые — жидкостью, вытесняемой оседающими кристаллами. Зависимость u_k от F_l позволяет применять выражения для потоков (4.3)–(4.6) ко всему разрезу системы — во вмещающих породах и затвердевших частях слоя расплава седиментационные составляющие потоков тепла и вещества будут исчезать автоматически.

Уравнения баланса (4.1) для тепла и вещества теперь можно записать как

$$\partial h / \partial t = -\partial (J_Q^{\text{конд}} + J_Q^{\text{сед}}) / \partial z, \quad (4.7)$$

$$\partial C_k / \partial t = -\partial (J_k^{\text{диф}} + J_k^{\text{сед}}) / \partial z. \quad (4.8)$$

Строго говоря, в правой части (4.7) должна присутствовать функция источника тепла, появляющегося за счет вязкой диссипации механической энергии. Однако общее количество этого тепла ничтожно по сравнению с собственным теплосодержанием магмы, поэтому оно не учитывается.

Задачей расчета термической и химической истории интрузива в рамках седиментационной модели является решение системы уравнений (4.7) и (4.8) с начальными условиями

$$h(z, 0) = \begin{cases} h_0^{\text{вмещ}} & \text{при } -\infty < z \leq 0, L_0 \leq z < z_{\text{дп}}, \\ h_0 & \text{при } 0 < z < L_0, \end{cases}$$

где $z_{\text{дп}}$ — координата дневной поверхности; $h_0^{\text{вмещ}}$ и h_0 — начальные теплосодержания вмещающих пород и магмы;

$$C_k(z, 0) = \begin{cases} C_k^0(\text{вмещ}) & \text{при } -\infty < z \leq 0, L_0 \leq z < z_{\text{дп}}, \\ C_k^0 & \text{при } 0 < z < L_0 \end{cases}$$

и краевым условием $h(z_{\text{дп}}, t) = h(-\infty, t) = h_0^{\text{вмещ}}$.

Численное решение уравнений в частных производных на ЭВМ обычно связано с использованием конечно-разностных схем. Общий смысл конечно-разностных методов решения дифференциальных уравнений состоит в том, что характеризующие состояние системы континуальные функции пространственных координат (в данном случае глубины) и времени заменяются сеточными, т.е. определенными на дискретном множестве $\{z_i, t^j\}$, причем шаг по времени $\Delta t = t^{j+1} - t^j$ и шаг по пространственным координатам $\Delta z = z_{i+1} - z_i$ выбираются достаточно малыми. Замена производных по z и t их интерполяционными выражениями через отношения конечных приращений функций и аргументов превращает уравнение в частных производных в систему алгебраических уравнений, связывающих значения функций на $(j+1)$ -м временном слое со значениями этих функций на j -м временном слое. Алгебраические уравнения последовательно начиная с нулевого момента времени, для которого искомые функции определены начальными условиями, решаются на ЭВМ.

На рис. 17 изображена блок-схема программы решения уравнений (4.7), (4.8) и (4.2), основанной на явной двухслойной четырехточечной конечно-разностной схеме. В памяти ЭВМ хранятся четыре массива чисел — массив теплосодержаний и три массива валовых концентраций компонентов на каждом уровне глубины z_i в текущий момент времени t . Для сокращения записей обозначим совокупность четырех переменных h, C_{O_2}, C_{P_x} и C_{P_l} общим символом U_i^j , индекс i относится к номеру слоя по глубине, j обозначает номер временного слоя. Упомянутые четыре массива тогда можно обозначить как $\{U_i^j\}$, i от 1 до $i_{\text{макс}}$. Начальное содержание этих массивов $\{U_i^0\}$ вырабатывается блоком ВВОД в соответствии с начальными условиями. Для расчета потока тепла в текущий момент времени на интервале от z_{i-1} до z_i необходимо иметь в памяти ЭВМ значения теплопроводности и температуры на двух уровнях: $(i-1)$ -м и i -м. В соответствии с этим определены два рабочих массива $\{R_1\}$ и $\{R_2\}$. Массив $\{R_2\}$ служит для хранения всей необходимой информации о текущем уровне по глубине:

$$\{R_2\} = \{T_i, \kappa_b, F_{l,i}, m_{k,i}, C_{k,i}^l, J_{i-1,i}, J_{i,i+1}^{\text{сед}}\}.$$

Здесь $F_{l,i}$ — объемная доля жидкости; символы $m_{k,i}$ и $C_{k,i}^l$ обозначают совокупности трех чисел — мольные концентрации трех твердых фаз и мольные доли трех компонентов в жидкости; $J_{i-1,i}$ — совокупность четырех потоков (один — тепла и три — вещества), пересекающих границу i -го и $(i-1)$ -го уровней по глубине; $J_{i,i+1}^{\text{сед}}$ — совокупность четырех седиментационных потоков с i -го на $(i+1)$ -й уровень (заметим, что для их расчета требуется информация только о состоянии на i -м уровне). Массив $\{R_1\}$ служит для хранения аналогичной информации об $(i-1)$ -м уровне по глубине. Кроме того, имеется массив $\{\Delta J_i\}$, использующийся в цикле итерационного уточнения результатов расчета.

Схема расчета состоит в следующем. Переменной i присваивается значение 1, блок КРАЕВЫЕ УСЛОВИЯ засылает в массив $\{R_1\}$ определяемые условием постоянства температуры на поверхности Земли значения переменных: $T_{i-1} = T_0$, $\kappa_{i-1} = \kappa_0$, $F_{l,i-1} = 0$, $m_{k,i-1} = C_k^0(\text{вмещ})$,

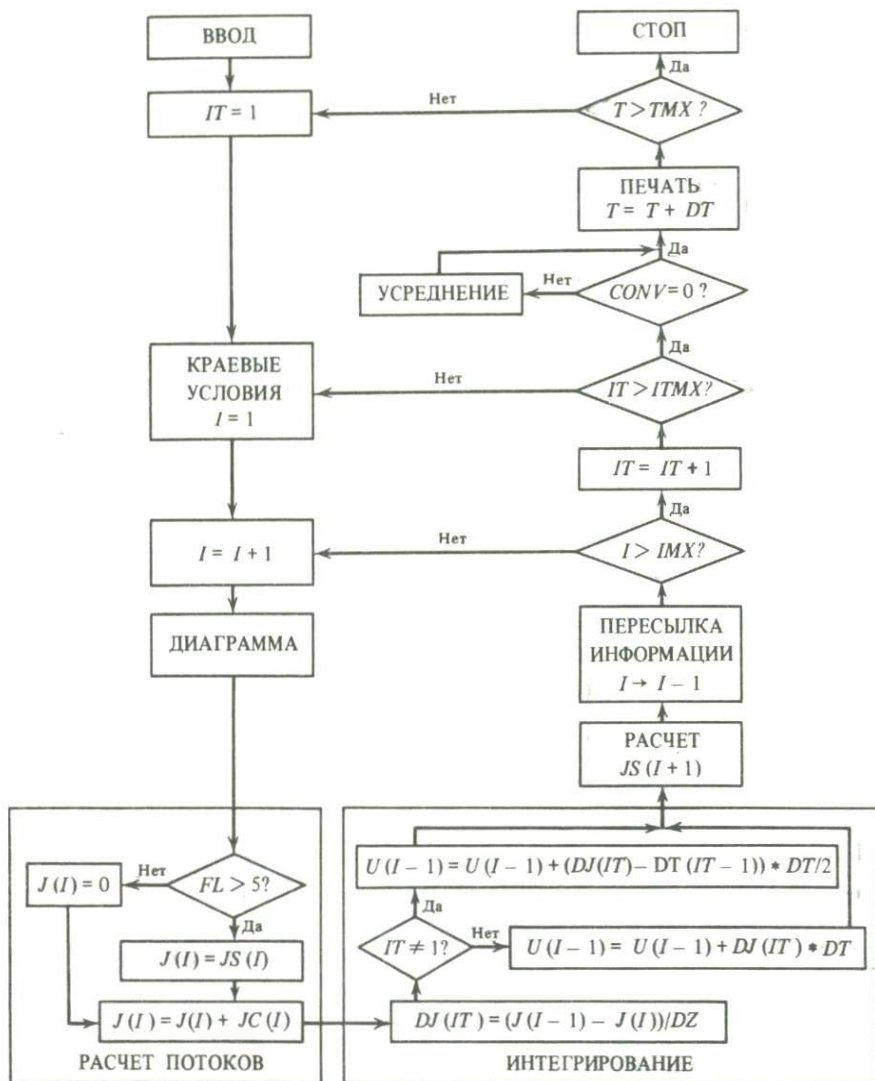


Рис. 17. Блок-схема ЭВМ-программы численного решения системы уравнений тепло- и массопереноса седиментационной и конвекционно-кумуляционной моделей

$C_{k,i-1}^I = 0$, $J_{i-2,i-1} = 0$, $J_{i-1,i}^{\text{сед}} = 0$. Далее начинается циклический процесс по глубине. Переменной i присваивается значение $i + 1$, блок ДИАГРАММА помещает в массив $\{R_2\}$ необходимые для расчета $J_{i-1,i}$ по (4.3) и (4.4) и $J_{i,i+1}^{\text{сед}}$ по (4.5) и (4.6) значения переменных T_i , κ_i , $F_{l,i}$, $m_{k,i}$ и $C_{k,i}^I$, т.е. смысл работы блока ДИАГРАММА состоит в решении уравнений (4.2) относительно аргументов U_i . Устройство этого блока мы рассмотрим отдельно. Работа блока РАСЧЕТ ПОТОКОВ начинается с

проверки условия $F_{l,i} > 0,5$, учитывающего невозможность оседания кристаллов с $(i - 1)$ -го уровня на i -й при определенной степени заполнения пространства твердой фазой. Если это условие выполнено, переменным $J_{i-1,i}$ массива $\{R_2\}$ присваиваются хранящиеся в массиве $\{R_1\}$ значения $J_{i-1,i}^{сеп}$; если же условия $F_{l,i} > 0,5$ не выполнено, переменным $J_{i-1,i}$ присваивается значение 0. Далее, по формулам (4.3) и (4.4) с использованием простейшего интерполяционного соотношения

$$(\partial U / \partial z)_{i,i-1}^j \cong (U_i^j - U_{i-1}^j) / (z_i - z_{i-1})$$

рассчитываются кондуктивный поток тепла и диффузионные потоки вещества, значения которых добавляются к соответствующим переменным $J_{i-1,i}$ массива $\{R_2\}$. При выходе из блока РАСЧЕТ ПОТОКОВ в массивах $\{R_1\}$ и $\{R_2\}$ зафиксированы значения $J_{i-2,i-1}$ и $J_{i-1,i}$. Работа блока ИНТЕГРИРОВАНИЕ начинается с оценки $(\partial U / \partial t)_{i-1}^j$ по аппроксимирующей уравнения (4.7) и (4.8) формуле

$$\partial U(z_{i-1}, t^j) / \partial t \cong (J_{i,i-1}^j - J_{i-1,i-2}^j) / (z_{i-1} - z_{i-2}) = \Delta J_{i-1}^j \rightarrow \{\Delta J_i\}$$

($\rightarrow \{\dots\}$ означает, что результат выполнения соответствующих операций помещается в массив $\{\dots\}$ на соответствующее место). Далее, в предположении, что потоки остаются постоянными в течение малого отрезка времени $\Delta t = t^{j+1} - t^j$, рассчитывается первая оценка \bar{U}_{i-1}^{j+1} :

$$\bar{U}_{i-1}^{j+1} = U_{i-1}^j + \Delta t \Delta J_{i-1}^j \rightarrow \{U_i\}.$$

Уменьшение погрешности, связанной с этим предположением, достигается методом итераций. Для этого полученная совокупность значений \bar{U}_{i-1}^{j+1} используется для расчета в первом приближении ΔJ_{i-1}^{j+1} , далее, считая, что все потоки на интервале времени Δt изменяются со временем линейно, определяется следующее приближение \bar{U}_{i-1}^{j+1} :

$$\begin{aligned} \bar{\bar{U}}_{i-1}^{j+1} &= U_{i-1}^j + \Delta t (\Delta J_{i-1}^j + \Delta \bar{J}_{i-1}^{j+1}) / 2 = \\ &= \bar{U}_{i-1}^{j+1} + \Delta t (\Delta \bar{J}_{i-1}^{j+1} - \Delta J_{i-1}^j) / 2 \rightarrow \{U_i\}, \quad \Delta \bar{J}_{i-1}^{j+1} \rightarrow \{\Delta J_i\} \end{aligned}$$

и т.д. Требуемое количество итераций задается значением $it_{\text{макс}}$.

Блок РАСЧЕТ $J_{i,i+1}^{сеп}$ использует формулы (4.5) и (4.6) и помещает рассчитанные значения $J_{i,i+1}^{сеп}$ в массив $\{R_2\}$ (если не выполнено условие $F_{l,i} > 0,5$, этим переменным присваивается значение 0). Блок ПЕРЕСЫЛКА ИНФОРМАЦИИ, предварительно поместив необходимую информацию в массив печати, пересылает содержимое $\{R_2\}$ в $\{R_1\}$, при этом предыдущее содержание $\{R_1\}$ теряется. Проверка условия $i < i_{\text{макс}}$ обеспечивает выход из циклического просчета по глубине, проверка условия $it < it_{\text{макс}}$ — выход из итерационного цикла уточнения результатов. Далее следует печать результатов и переход к расчету искомых функций на следующем временном слое.

Блок УСРЕДНЕНИЕ включается в работу только в случае, если расчет проводится в рамках конвекционно-кумуляционной модели (признак

Т а б л и ц а 5. Параметры диаграммы кристаллизации модельных расплавов

Двойная эвтектика		Тройная эвтектика	
состав (мол.%)	$T, ^\circ\text{C}$	состав (мол.%)	$T, ^\circ\text{C}$
Система пироксен–плаггиоклаз–оливин			
Пироксен (40)–плаггиоклаз (60)	1110	Пироксен (37)–плаггио- клаз (60)–оливин (3)	1110
Пироксен (92)–оливин (8)	1436		
Плаггиоклаз (65)–оливин (35)	1160		
Система пироксен–плаггиоклаз–магнетит			
Пироксен (40)–плаггиоклаз (60)	1110	Пироксен (30)–плаггио- клаз (50)–магнетит (20)	1050
Пироксен (70)–магнетит (30)	1325		
Плаггиоклаз (65)–магнетит (35)	1755		

режима $\text{conv} = 1$). В этом блоке проводится определение занимаемого конвекционным слоем интервала глубин, т.е. максимального $i_{\text{верх}}$ и минимального $i_{\text{ниж}}$ значений индекса i , удовлетворяющих условию $F_i(z_i) > F_i^{\text{мин}}$. Затем выполняется усреднение состава и теплосодержания вещества в пределах этого слоя – переменным U_i^j , i от $(i_{\text{ниж}} + 1)$ до $(i_{\text{верх}} - 1)$, присваиваются значения

$$U_i^j = \frac{i_{\text{верх}}^{-1}}{\sum_{i_{\text{ниж}}+1}^{i_{\text{верх}}-1} U_i^j \Delta z_i} \frac{i_{\text{верх}}^{-1}}{\sum_{i_{\text{ниж}}+1}^{i_{\text{верх}}-1} \Delta z_i}.$$

Верхний и нижний интервалы конвекционного слоя из усреднения исключаются, чтобы обеспечить возможность перемещения границ этого слоя (фронтов кристаллизации и поверхности кумулуса) в глубь магматической камеры.

Мы ограничимся этим кратким описанием схемы интегрирования системы описывающих модель уравнений, так как в целом она является более или менее стандартным вариантом широко распространенных в практике теплотехнических расчетов и подробно описанных в литературе по методам вычислений расчетных схем. Единственным элементом специфичности, вызывающим затруднения при программировании, в данном случае является сложный характер фазовых переходов в многокомпонентной жидкости. Поэтому мы рассмотрим более подробно устройство блока ДИАГРАММА, в котором сосредоточены все учитывающие многофазность системы операции.

Задачей работы блока ДИАГРАММА является расчет температуры, фазового состава смеси и химического состава жидкости на текущем уровне глубины по значениям теплосодержания и валового состава системы на этом уровне. Для решения этой задачи в памяти ЭВМ в форме таблицы характерных точек (приведенные в табл. 5 температуры и составы двойных и тройной эвтектик) хранится информация о линеаризованной диаграмме кристаллизации расплава.

Предположим, что имеется единичный объем, содержащий n_k молей k -го компонента, и рассмотрим характер изменения температуры в этом объе-

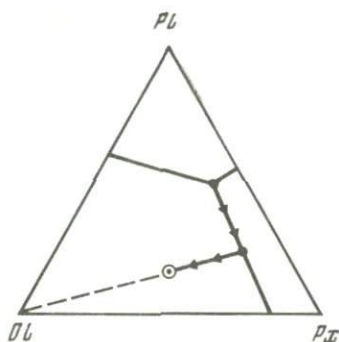
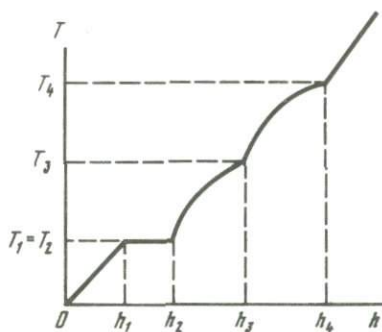


Рис. 18. Принципиальный вид зависимости температуры трехкомпонентной смеси от теплосодержания

Рис. 19. Изменение состава жидкости при плавлении смеси
Состав смеси отмечен точкой в поле кристаллизации оливина

ме при нагревании. Будем считать, что объемный эффект нагревания и фазовых переходов равен нулю, т.е. объем при нагревании не меняется. Общее изменение размера интрузива при кристаллизации приблизительно на 10% не может привести к качественному изменению характера процессов переноса, поэтому игнорирование объемных эффектов теплопередачи представляется вполне допустимым.

В процессе нагревания заданного объема благодаря наличию фазовых переходов температура системы в зависимости от теплосодержания h изменяется немонотонно. Принципиальный вид зависимости T от h поясняет рис. 18. На треугольнике составов (рис. 19) показана линия, вдоль которой меняется в процессе плавления состав расплава при заданном валовом составе системы. Трех точкам изменения характера плавления (эвтектическое: $T = T_1 = T_2$, котектическое: T от T_2 до T_3 , плавление избыточного компонента: T от T_3 до T_4) соответствуют четыре точки скачкообразного изменения наклона кривой зависимости T от h (см. рис. 18). Интервалы теплосодержания от 0 до h_1 и от h_4 до ∞ соответствуют отсутствию фазовых переходов, и зависимость T от h на них очевидна:

$$h = c^s T, \text{ где } c^s = \sum_{k=1}^3 n_k c_k^s, \quad h < h_1, \quad (4.9)$$

и

$$h = h_4 + c^l (T - T_4), \text{ где } c^l = \sum_{k=1}^3 n_k c_k^l, \quad h > h_4 \quad (4.10)$$

(зависимостью c_k^s и c_k^l от температуры и возможной неаддитивностью теплоемкости расплава мы пренебрегаем).

Для определения функциональной связи между T и h в области гетерогенности используем два следствия принятой линейной формы диаграммы кристаллизации. Первое следствие состоит в том, что в пределах каждого интервала по h пропорция, в которой компоненты переходят из

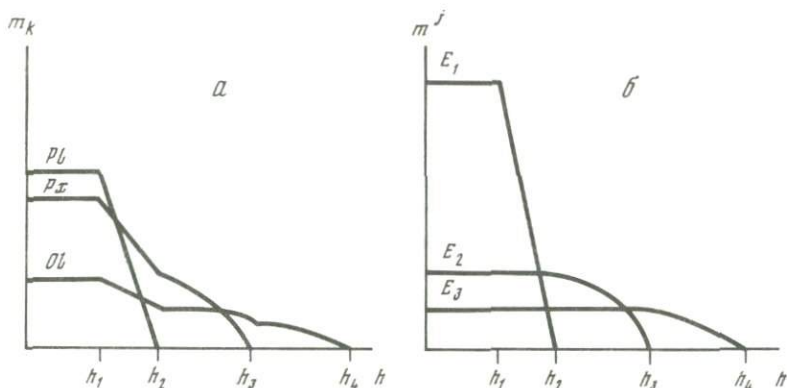


Рис. 20. Зависимости концентраций твердых фаз в смеси от теплосодержания a — для истинных компонентов; b — для фиктивных компонентов (E_1 — тройная эвтектика, E_2 — двойная эвтектика, E_3 — избыточный компонент)

твердой фазы в расплав при нагревании, сохраняется. В интервале $h_1 - h_2$ она задается составом тройной эвтектики ($N_{Ol}^1, N_{Px}^1, N_{Pl}^1$), в интервале $h_2 - h_3$ — в общем случае точкой пересечения касательной к котектической линии с осью составов. В частном же случае линейной диаграммы кристаллизации эта точка всегда совпадает с точкой состава двойной эвтектики, поэтому пропорция плавления не меняется с температурой и равна, например, $N_{Ol, Px}^2, N_{Px, Ol}^2, 0$, если валовый состав соответствует показанной на рис. 19 последовательности плавления. На интервале $h_3 - h_4$ пропорция плавления, очевидно, равна 1, 0, 0 независимо от температуры. Это следствие линейности диаграммы позволяет по-другому определить понятие "компонент". Будем рассматривать как первый компонент E_1 смесь состава тройной эвтектики, как второй компонент E_2 — смесь состава соответствующей порядку плавления двойной эвтектики и как третий компонент E_3 — избыточный минерал. На рис. 20 показано, как при переходе к содержаниям твердых E_1, E_2 и E_3 от содержаний Ol, Px и Pl преобразуются кривые зависимостей концентрации твердой фазы от h .

Очевидно, что n_k молей k -го минерала могут обеспечить появление n_k/N_k^1 молей расплава состава тройной эвтектики, т.е. компонента E_1 . Максимальное количество E_1 , которое может перейти в жидкость, равно

$$n_{\text{макс}}^1 = \min(n_k/N_k^1) = n_k'/N_k^1. \quad (4.11)$$

Оставшееся количество твердых минералов обеспечивает переход в жидкую фазу

$$\begin{aligned} n_{\text{макс}}^2 &= \min\{(n_k - N_k^1 n_{\text{макс}}^1)/N_{k'', k'''}^2\} = \\ &= (n_{k''} - N_{k''}^1 n_{\text{макс}}^1)/N_{k'', k'''}^2, \quad k''' \neq k'' \neq k', \text{ молей } E_2 \text{ и} \end{aligned} \quad (4.12)$$

$$n_{\text{макс}}^3 = n_{k'''} - N_{k'''}^1 n_{\text{макс}}^1 - N_{k''', k''}^2 n_{\text{макс}}^2 \text{ молей } E_3. \quad (4.13)$$

Вторым важным следствием линейной формы диаграммы кристаллизации является линейная форма зависимости температуры от мольной

доли выплавляющегося компонента в жидкости на каждом участке кривой плавления:

$$T = T^j + (T_j - T^j)n^j / (\sum_{i < j} n_{\text{макс}}^i + n^j). \quad (4.14)$$

Здесь T^j — температура в начале участка, соответствующего плавлению E_j ; T_j — температура плавления компонента E_j . Если $j = 1$, т.е. происходит эвтектическое плавление, $T^1 = T_1$. На участке котектического плавления $T^2 = T^1 = T_1$, а T_2 — температура плавления соответствующей двойной эвтектики $T_{k'', k}^2, \dots$. Наконец, на участке плавления избыточного компонента

$$T^3 = T^2 + (T_2 - T^2)n_{\text{макс}}^2 / (n_{\text{макс}}^1 + n_{\text{макс}}^2), \quad (4.15)$$

а T_3 — температура плавления чистого избыточного компонента. В пределах каждого интервала по h в области гетерогенности теплосодержание связано с температурой соотношением

$$h - h^i = (T - T^i)c_j + n^i \lambda_j^E + (T - T_1)n^j \Delta c_j^E, \quad (4.16)$$

где c_j — теплоемкость системы при $h = h^j$; λ_j^E — теплота плавления, а Δc_j^E — разность теплоемкости жидкого и твердого компонентов E_j . Вид этого соотношения достаточно очевиден: увеличение температуры от T^j до T требует перехода в жидкую фазу определяемого соотношением (4.14) количества n^j компонента E_j , на что требуется $n^j \lambda_j^E$ единиц тепла. Третий член правой части формулы (4.16), учитывающий зависимость теплоты плавления от температуры, согласно закону Кирхгофа, мал по величине, и, вообще говоря, может быть отброшен. Подстановка (4.14) в (4.16) дает квадратное уравнение относительно неизвестного n^j :

$$[\lambda_j^E + (T_j - T_1)\Delta c_j^E](n^j)^2 + [(T_j - T^i)c_j + (T_j - T_1)\Delta c_j^E + \sum_{i < j} n_{\text{макс}}^i \lambda_i^E - (h - h_j)]n^j - (h - h_j) \sum_{i < j} n_{\text{макс}}^i = 0, \quad (4.17)$$

решение которого определяет фазовый состав

$$m_k = n_k - \sum_{i < j} N_k^i n_{\text{макс}}^i - N_k^j n^j \quad (4.18)$$

(здесь N_k^i — пропорция плавления k -го компонента на i -м участке области h , соответствующей гетерогенности системы), а также температуру по соотношению (4.14). Таким образом, совокупность уравнений (4.17), (4.18) и (4.14) определяет явный вид функций $f_T(h, C_k)$, $f_k(h, C_k)$ и $f_k^i(h, C_k)$, входящих в соотношения (4.2).

Работа блока ДИАГРАММА начинается с расчета h_1 :

$$h_1 = \sum_{k=1}^3 c_k^s n_k T_1$$

и проверки условия $h < h_1$. Выполнение этого условия означает отсутствие жидкой фазы; тогда $m_k = n_k$ и

$$T = h / \sum_{k=1}^3 c_k^s n_k.$$

В случае невыполнения условия $h < h_1$ производится расчет $n_{\text{макс}}^i$, h_j и T^j . При этом, естественно, следует учесть, что термодинамические свойства компонентов E_j зависят от последовательности плавления минералов, которая при входе в блок не определена. Для автоматической фиксации этой последовательности в блоке определены три идентификатора целочисленных переменных — $K1$, $K2$ и $K3$, которым при входе в блок присваиваются значения 1, 2 и 3 в произвольной последовательности, например $K1 = 1$, $K2 = 2$ и $K3 = 3$. При выполнении операций, реализующих поиск минимального числа по соотношению (4.11), организуется перестановка значений $K1$, $K2$ и $K3$ таким образом, чтобы одновременно с нахождением минимального члена последовательности $\{n_k/N_k^1\}$ его номер оказался равным значению $K3$. Приведем алгоритм этой процедуры:

1. $n_{K1}^1 = n_{K1}/N_{K1}^1$, $n_{K2}^1 = n_{K2}/N_{K2}^1$, $n_{K3}^1 = n_{K3}/N_{K3}^1$.
2. Если $n_{K1}^1 > n_{K2}^1$, переход к п. 4.
3. $K1 \rightleftharpoons K2$ ($K1 \rightarrow R$, $K2 \rightarrow K1$, $R \rightarrow K2$).
4. Если $n_{K2}^1 > n_{K3}^1$, переход к п. 6.
5. $K2 \rightleftharpoons K3$.
6. $n_{\text{макс}}^1 = n_{K3}^1$.

После выполнения этих операций значение $K3$ оказывается равным номеру компонента, полностью перешедшего в расплав в виде тройной эвтектики. Исходная информация о возможных составах двойных эвтектик хранится в памяти ЭВМ в виде двумерного массива $\{N_{k_i, k_j}^2\}$, пропорция дальнейшего плавления определяется элементами этого массива $N_{K1, K2}^2$ и $N_{K2, K1}^2$:

7. $n_{K2}^2 = (n_{K2} - n_{K3}^1 N_{K2}^1)/N_{K2, K1}^2$,
 $n_{K1}^2 = (n_{K1} - n_{K3}^1 N_{K1}^1)/N_{K1, K2}^2$.
8. Если $n_{K1}^2 > n_{K2}^2$, переход к п. 10.
9. $K2 \rightleftharpoons K1$.
10. $n_{\text{макс}}^2 = n_{K2}^2$.
11. $n_{\text{макс}}^3 = n_{K1} - n_{K3}^1 N_{K1}^1 - n_{K2}^2 N_{K1, K2}^2$.

Теперь последовательность перехода минералов в расплав при нагревании зафиксирована значениями $K1$, $K2$ и $K3$. Если вся термодинамическая информация о диаграмме кристаллизации и свойствах смесей эвтектических составов и чистых минералов (температуры плавления, теплоемкости, теплоты плавления) определена как переменные с индексами и хранится в памяти ЭВМ в виде массивов соответствующей количеству индексов размерности, использование значений $K1$, $K2$ и $K3$ в качестве значений индексов очевидным образом решает задачу автоматизации определения последовательности перехода минералов в расплав.

Дальнейшая работа блока ДИАГРАММА состоит в последовательном расчете h_j :

$$h_{j+1} = h_j + (T^{j+1} - T^j)c_j + n_{\text{макс}}^j \lambda_j^E + (T^{j+1} - T_1)n_{\text{макс}}^j \Delta c_j^E$$

и сравнении их с h . В случае выполнения условия $h_j < h < h_{j+1}$ по формулам (4.17), (4.18) и (4.14) с соответствующим выбором коэффициентов уравнений находятся T и m_k . Если оказывается, что $h > h_4$, переменным m_k присваивается нулевое значение, а T рассчитывается по формуле

$$T = T_4 + (h - h_4) / \sum_{k=1}^3 n_k c_k^l.$$

Наконец, работа блока ДИАГРАММА завершается расчетом объемной доли жидкости:

$$f_l = 1 - \sum_{k=1}^3 m_k v_k,$$

ее состава

$$C_k^l = (n_k - m_k) / \sum_{k=1}^3 (n_k - m_k)$$

и общей теплопроводности

$$\kappa = f_l \kappa_l + \kappa_s \sum_{k=1}^3 m_k v_k.$$

В заключение следует остановиться на осложнении техники решения уравнений переноса (4.7) и (4.8), связанном с наличием в рассматриваемой модели невариантной реакции плавления-кристаллизации тройной эвтектики. Очевидной особенностью расплавно-кристаллической смеси, в объеме которой присутствуют все фазы невариантной ассоциации, является отсутствие градиентов температуры и химических потенциалов компонентов. За счет разных видов конвективных движений (в частности, оседания кристаллов) в такой смеси могут возникнуть неоднородности пространственного распределения фазового состава и как следствие неоднородности распределения валового теплосодержания и химического состава среды. Но до тех пор пока в какой-либо части занимаемого смесью объема хотя бы одна фаза не исчезнет полностью, температура и составы всех составляющих смесь фаз будут оставаться постоянными, отвечающими условию невариантного равновесия. Естественное следствие этого факта состоит в том, что при условии локального химического равновесия в занимаемом невариантной смесью объеме полностью отсутствуют перенос тепла по механизму теплопроводности и диффузионный перенос вещества ($J_Q^{\text{конд}} = J_k^{\text{диф}} = 0$, напомним, что движущей силой этих механизмов транспорта являются как раз градиенты температуры и состава расплава). Но из этого следует и запрет на протекание в объеме невариантной фазовой смеси реакций плавления-кристаллизации, так как только теплопроводность может обеспечить привнос или отвод энергии, связанной с тепловым эффектом этой реакции. Таким образом, при отсутствии кинетических эффектов переохлаждения реакция кристаллиза-

Таблица 6. Теплофизические параметры модельной системы

Минерал	Теплопроводность, Дж/(см · с · К)		Теплоемкость, Дж/(моль · К)		Теплота плавления, Дж/моль	Мольный объем, см ³ /моль
	расплава	твердых фаз	расплава	твердых фаз		
Пироксен	0,0105	0,0209	275,24	278,80	96 296	66
Плагиоклаз	0,0105	0,0209	356,97	341,43	82 497	101
Оливин	0,0105	0,0209	232,20	198,16	115 555	45

Примечание. Теплопроводность — по данным [199]; теплоемкость: для компонентов расплава — по данным для стекол соответствующего состава [72], для твердых фаз взяты данные для оливина Fa_{40} , диопсида и плагиоклаза An_{40} [72]; теплота плавления: для оливина Fa_{40} — по данным [133], для диопсида и плагиоклаза An_{40} — по справочным данным [75]; мольный объем — из справочника [72].

Таблица 7. Эффективные размеры кристалликов, соответствующие принятым значениям скоростей оседания

Минерал	Скорость оседания, м/год	Вязкость расплава, П	Эффективный размер кристаллика, мм	Минерал	Скорость оседания, м/год	Вязкость расплава, П	Эффективный размер кристаллика, мм
Пироксен	4,0	10 ³	0,20	Плагио- клаз	3,2	10 ³	0,43
	4,0	10 ⁴	0,61		3,2	10 ⁴	1,36
	4,0	10 ⁵	1,96		3,2	10 ⁵	4,32
	4,8	10 ³	0,22	Оливин	4,8	10 ³	0,16
	4,8	10 ⁴	0,68		4,8	10 ⁴	0,50
	4,8	10 ⁵	2,16		4,8	10 ⁵	1,60
Плагио- клаз	0,2	10 ³	0,10		6,0	10 ³	0,18
	0,2	10 ⁴	0,34		6,0	10 ⁴	0,56
	0,2	10 ⁵	1,04		6,0	10 ⁵	1,78
	2,0	10 ³	0,34		8,8	10 ³	0,22
	2,0	10 ⁴	1,08		8,8	10 ⁴	0,64
	2,0	10 ⁵	3,40		8,8	10 ⁵	2,16

ции эвтектической смеси обязана протекать точно на поверхности контакта этой смеси с областью, в которой расплав отсутствует, т.е. непосредственно на фронте полного затвердевания.

Строгая пространственная локализованность кристаллизации эвтектической ассоциации имеет два важных следствия. Во-первых, она делает разрывными зависимости потоков тепла и вещества от пространственной координаты z , что приводит к некорректности применения операции дифференцирования по z на фронтах полной кристаллизации в правых частях уравнений (4.7) и (4.8). Строго говоря, эти уравнения следует записывать по отдельности для разграничиваемых фронтами затвердевания интерва-

Таблица 8. Начальные условия и параметры затвердевания интрузивов

Индекс варианта	Состав магмы, мол. %				Порядок кристаллизации
	Px	Pl	Ol	Mt	
Седиментационная модель					
1-1	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-2	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-3	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-4	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-5	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-6	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-7	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
1-8	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
2-1	35	58	7	0	Ol → + Pl → + Px
3-1	30	58	12	0	Ol → + Pl → + Px
3-2	30	58	12	0	Ol → + Pl → + Px
4-1	28	65	7	0	Pl → + Ol → + Px
5-1	33,5	65	1,5	0	Pl → + Px → + Ol
6-1	48,5	50	1,5	0	Px → + Pl → + Ol
7-1	39,4	59,1	0	1,5	Px → + Pl → + Mt
Конвекционно-кумуляционная модель					
1-9	43	50	7	0	Ol → + Px → + Pl
3-3	30	58	12	0	Ol → + Pl → + Px
4-2	28	65	7	0	Pl → + Ol → + Px
5-2	33,5	65	1,5	0	Pl → + Px → + Ol
T-1	35	36	29	0	Ol → + Pl → + Px

Примечание. T_0 — начальная температура, $F_{\text{инт}}$ — содержание в магме интра-теллурических вкраплений, $t_{\text{кум}}$ — время заполнения камеры кумулюсом, $t_{\text{зт}}$ — время полного затвердевания. Вариант T-1 относится к серии расчетов, моделирующих затвердевание Талнахского интрузива, в которых использовалась линеаризованная диаграмма кристаллизации, близкая к фазовой диаграмме системы $Fe-Ap-Di$.

$T_0, ^\circ C$	$F_{\text{инт}}, \text{об.}\%$	Скорости оседания, м/год			$t_{\text{кум}}, \text{лет}$	$t_{\text{зт}}, \text{лет}$
		Px	Pl	Ol		
Седиментационная модель						
1179	0	4,0	2,8	5,2	94	236
1179	0	0	0	0	—	280
1179	0	4,0	3,2	4,8	98	234
1179	0	4,0	2,0	6,0	112	241
1179	0	4,0	1,0	7,0	160	258
1179	0	4,8	0,2	8,8	250	277
1141	3	4,0	3,2	4,8	75	207
1112	10	4,0	3,2	4,8	52	183
1166	0	4,0	3,2	4,8	94	236
1149	0	4,0	3,2	4,8	85	247
1149	0	4,0	0,4	7,6	225	302
1262	0	4,0	3,2	4,8	119	254
1269	0,2	4,0	3,2	4,8	113	249
1186	0	4,0	3,2	4,8	102	232
1165	0,6	4,0	3,2	—	110	280
Конвекционно-кумуляционная модель						
1179	0	4,0	0,4	7,6	82	250
1149	0	4,0	0,4	7,6	65	240
1262	0	4,0	0,4	7,6	97	260
1274	0	4,0	0,4	7,6	95	270
1160	0	100	25	25	140	280

лов оси z и формулировать для этих фронтов краевые условия типа условий сопряжения Стефана [94]. Во-вторых, физически локализованность эвтектической кристаллизации запрещает гомогенное зарождение и означает, что образующаяся в этом процессе твердая фаза не может участвовать в процессах конвекции и оседания, т.е. практически исключена из химической дифференциации. Этот момент делает просто невозможным моделирование фазовых соотношений базальтовых магм показанной на рис. 16 псевдотройной диаграммой. Ведь в рамках этой модели эвтектическая часть базальтового расплава реального состава соответственно формуле (4.11) составит от 50 до 100% его общего количества. Между тем в действительности базальтовый расплав не менее чем 6-компонентен и невариантная ассоциация с его участием должна содержать не меньше 7 фаз. В этом случае определение по формуле (4.11) содержания в расплаве исключенного из дифференциации эвтектического компонента даст ничтожно малую величину.

Таким образом, если строго следовать законам равновесной кристалли-

зации, чтобы получить модель, отвечающую реальности хотя бы на качественном уровне, необходимо использовать не менее чем четырехкомпонентное представление состава расплава. Однако с точки зрения производительности расчетной работы выгоднее пойти на некоторое нарушение законов равновесной кристаллизации, приняв, что затвердевание эвтектики происходит равномерно в небольшом температурном интервале. При этом область эвтектической кристаллизации оказывается делокализованной и пространственно, фазы невариантной ассоциации получают возможность участия в дифференциации, а уравнения (4.7) и (4.8) остаются корректными.

Реализующая рассмотренный алгоритм программа расчета тепловой и химической истории интрузива, написанная на языке ФОРТРАН, требует для решения задачи примерно 30 мин времени работы ЭВМ БЭСМ-6 при размере шага сеточного разбиения пространственной координаты в пределах камеры $\Delta z = 0,02L_0$ (на относящихся к вмещающим породам интервалах z шаг сетки в 10 раз крупнее; всего на оси z мы помещали

100 сеточных узлов). С помощью этой программы были проведены расчеты процессов становления модельных интрузивов мощностью 200 м. Используемые в расчетах значения теплофизических характеристик минералов и расплава приведены в табл. 6. Скорости оседания взвешенных в расплаве твердых частиц по предположению постоянные (независимо от температуры и других параметров системы) в принципе могут быть оценены по формуле Стокса, если известны размер кристаллика, превышение его плотности над плотностью жидкости и вязкость жидкости. Однако, фактически чувствительность этой скорости к размеру и форме кристалликов, сложность реологических свойств силикатных расплавов, наконец, возможность оседания кристаллов в виде моно- и полиминеральных агрегатов делают такие оценки крайне неопределенными. С помощью формулы Стокса скорее можно установить, какие скорости оседания невозможны, чем какие реализуются на самом деле. Поэтому мы рассмотрим различные варианты наборов скоростей седиментации, сохраняя соотношение $u_{O1}^{sed} > u_{Px}^{sed} > u_{PI}^{sed}$ в соответствии с данными по их плотности. В табл. 7 приведены значения эффективных диаметров кристалликов, соответствующие использованным в расчетах скоростям оседания для возможных значений вязкости базальтового расплава.

В расчетах принято, что доля заполнения объема свободно оседающими кристаллами при формировании слоя, сложенного кумулятивными фазами, не превышает 0,5. Эта цифра не противоречит оценкам различных авторов первичной пористости осадка в расслоенных интрузивах [193]. Согласно терминологии Уэйджера [101], слой, где за счет седиментации доля твердой фазы достигла 0,5, может быть назван кумулюсом, а "порода" (после полного затвердевания) — кумулятом с выделением в ней кумулятивных и интеркумулятивных фаз. Чтобы представить себе влияние пространной локализованности эвтектической кристаллизации на результаты расчета термической истории интрузива, мы провели единственный расчет для модели, в которой исходный состав расплава по содержанию одного из компонентов ("акцессорного" минерала) был далек от эвтектического, а тройная эвтектика исключалась из процесса оседания. Характерные точки использованной для этого случая диаграммы кристаллизации приведены в табл. 5. Теплофизическим параметрам акцессорного минерала приписаны значения, соответствующие оливину (так как его содержание в расплаве мало, это не имеет существенного значения).

Всего с помощью ЭВМ БЭСМ-6 мы провели расчеты термической истории интрузива для более чем 30 вариантов состава, температуры исходного расплава и скоростей оседания твердых фаз. Здесь представить всю полученную информацию не представляется возможным, поэтому ниже мы рассмотрим только наиболее характерные варианты, исходная информация для которых приведена в табл. 8.

Влияние оседания кристалликов на форму теплового поля остывающего интрузива, как и следовало ожидать, оказалось весьма существенным (рис. 21). Рис. 21,а относится к случаю нулевых скоростей оседания (вариант 1-2), т.е. этот вариант отличается от задачи, решенной Дж. Егером [181], только последовательным учетом различия между законами кристаллизации неэвтектической многокомпонентной жидкости и однокомпонентной жидкости или эвтектики, и его можно назвать моделью безконвекционной направленной кристаллизации. Рис. 21, б и в относятся соответственно к седиментационному и конвекционно-кумуляционному вариантам 1-1, согласно которым все три выделившихся минерала оседают с несколько различающимися скоростями. Выделенные на этих графиках изотермы отвечают температурам появления в расплаве исходного состава различных твердых фаз, поэтому, по сути, они ограничивают на плоскости $z - t$ поля различного фазового состава, а внешний контур изотермы $T = 1100^\circ$ показывает положение фронтов полного затвердевания магмы. Чтобы яснее представить топологию этих $T - z - t$ поверхностей, на рис. 22 мы привели их сечения для различных значений времени t .

Особенности поведения верхней границы раздела твердая фаза — расплав. Первая принципиальная особенность поведения моделей с оседанием, отличающая их от модели направленной кристаллизации, связана с ситуацией у верхней границы раздела твердая фаза—расплав. Как видно из рис. 21, б и в, после непродолжительного периода перемещения этой границы в глубь магматической камеры она останавливается и длительное время (до тех пор, пока заполнение всего объема камеры кумулюсом выпавших в осадок кристалликов не затормозит механическое перемещение вещества) остается на одном и том же уровне по глубине. Физическая природа этого явления, состоящая в переходе от режима примерзания выделившихся у кровли камеры твердых фаз к режиму их погружения, была рассмотрена в статье [111]. При наличии конвекции механизмом отвода вещества из зоны кристаллизации является погружение всего верхнего слоя расплава, а в случае седиментационной модели — менее эффективный механизм оседания взвешенных в жидкости кристалликов. Поэтому естественно, что в случае конвекционно-кумуляционной модели (рис. 21, в) длительность режима примерзания меньше, чем для седиментационной модели (рис. 21, б).

Эффект остановки верхнего фронта кристаллизации сопровождается увеличением темпа выноса тепла из интрузива в перекрывающую толщу вмещающих пород и резкой асимметрией его теплового поля. Например, в случае варианта 1-1 количество тепла, перенесенного через верхний эндоконттакт к моменту полного затвердевания интрузива, превышает количество тепла, перенесенного в нижележащие вмещающие породы, в 1,2 раза. Увеличение темпа выноса тепла через верхнюю границу, обусловленное в конечном счете более эффективным — конвективным — переносом тепла в объеме магматического тела, приводит и к некоторому общему уменьшению длительности процесса затвердевания магматического расплава. Рассчитанные значения длительности периодов затвердевания

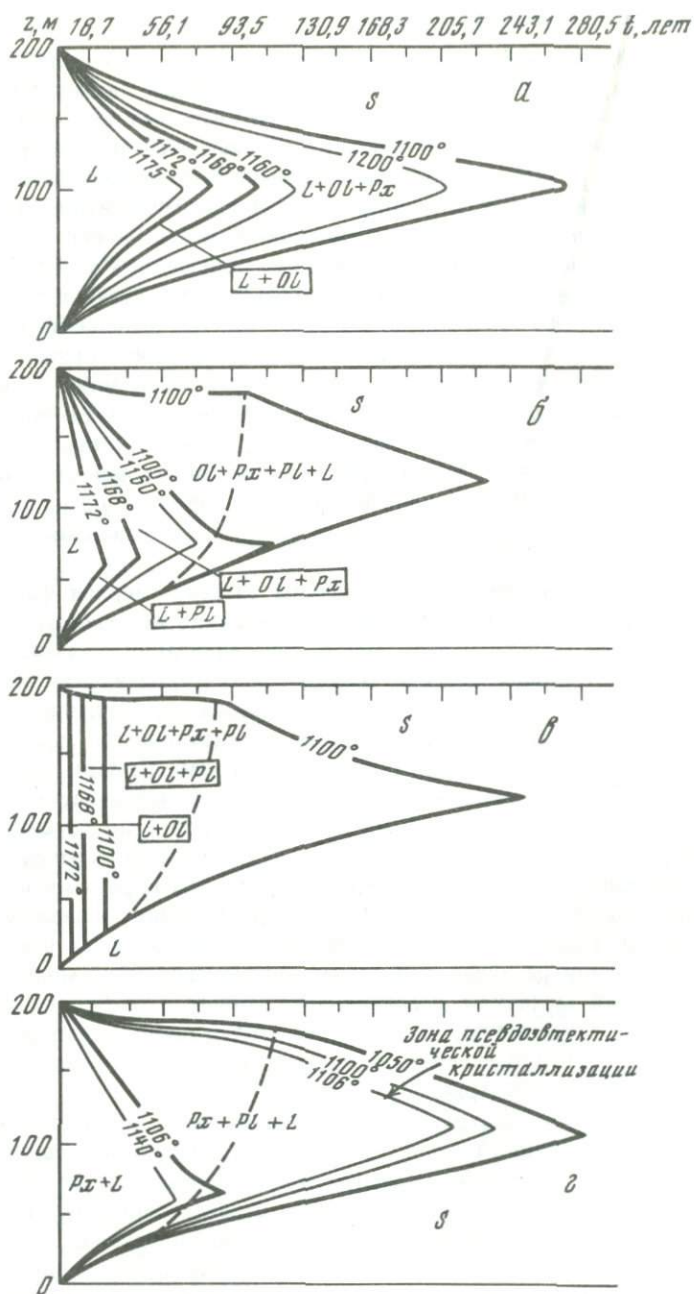


Рис. 21. Изотермы в координатах высота от подошвы интрузива – время
 Жирными линиями выделены изотермы, разграничивающие зоны различного фазового состава; а – вариант 1–2 (с переносом вещества только диффузией); б – вариант 1–1, седиментационная модель; в – вариант 1–9, конвекционно-кумуляционная модель; г – вариант 7–1, седиментационная модель (с "магнетитом")

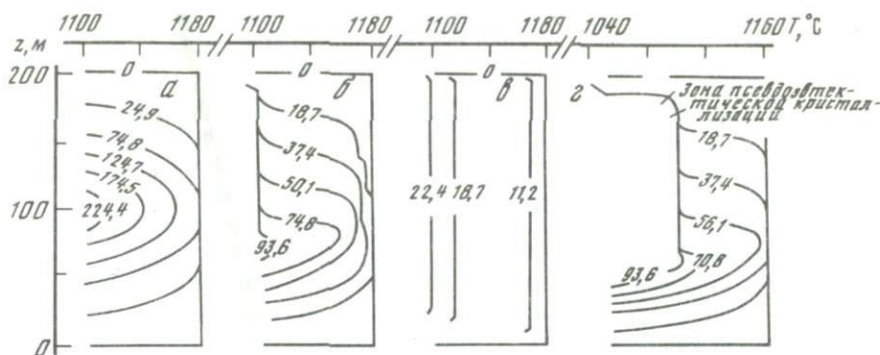


Рис. 22. Эволюция температурных распределений по разрезам модельных интрузивов (сечения изображенных на рис. 21 $T-z-t$ поверхностей при $t = \text{const}$)

Числа на кривых обозначают время в годах; а – вариант 1–2; б – вариант 1–1, седиментационная модель; в – вариант 1–9, конвекционно-кумуляционная модель; г – вариант 7–1, седиментационная модель (с "магнетитом")

для рассматриваемых здесь вариантов модели приведены в табл. 8. Можно отметить, что они заметно уменьшаются при увеличении содержания во внедрившейся магме твердых фаз. Объясняется это тем, что большую часть теряемого интрузивом в процессе затвердевания тепла составляет скрытая теплота кристаллизации, запас которой, естественно, тем меньше, чем больше интрателлурической твердой фазы присутствует во внедрившемся расплаве.

С точки зрения разработки методов анализа условий дифференциации пластовых интрузивов представляется небезынтересным довольно очевидное следствие быстрой остановки верхнего фронта кристаллизации магмы. Дело в том, что в течении периода неподвижности этого фронта термическое поле в перекрывающих интрузив вмещающих породах с хорошим приближением можно аппроксимировать известным решением [94] простой задачи о прогреве полубесконечной среды, на границе которой поддерживается постоянная (эвтектическая) температура. Значение этой возможности можно оценить, если учесть, что, во-первых, температурное поле в вышележащих вмещающих породах определяет поток тепла из интрузива в эти породы, а этот поток, в свою очередь, задает скорость выделения твердой фазы, которая подвергается гравитационной сортировке в процессе оседания, и, во-вторых, поскольку по окончании периода неподвижности верхнего фронта кристаллизации механическое перемещение вещества в объеме камеры (и, следовательно, гравитационная сортировка минералов) прекращается, с точки зрения химической дифференциации магмы дальнейшая эволюция температурного поля интрузива не представляет существенного интереса.

Распределение температуры в объеме расплава. Еще одно принципиальное отличие седиментационной модели от модели направленной кристаллизации магмы проявляется в виде температурного поля в объеме расплава. При отсутствии оседания, как видно из рис. 21,а и 22,а, распределения температур по разрезу зоны расплава представляют собой симметричные относительно середины слоя и эволюционирующие с течением вре-

мени куполообразные кривые. В случае седиментационной модели распределение температур на начальной стадии кристаллизации (см. рис. 22,б) имеет существенно асимметричную ступенчатую форму. В пределах каждой "ступени" форма этой кривой диктуется условием термодинамического равновесия в системе расплав-кристаллы. В частности, в примыкающем к верхней границе слое расплава реализуется неинвариантное эвтектическое равновесие четырех фаз в трехкомпонентной системе, поэтому температура в нем постоянна, далее вниз по разрезу следуют слои котектического равновесия и равновесия избыточного компонента с жидкостью. Резкий контраст между ступенями иллюстрирует тот факт, что седиментационный механизм переноса тепла в расплаве значительно преобладает над кондуктивным теплопереносом. Суть седиментационного механизма переноса тепла состоит в том, что при образовании кристаллика у верхней границы слоя жидкости выделяется и выносится во вмещающие породы его скрытая теплота кристаллизации. Когда же и этот кристаллик, погружаясь в слой перегретого по отношению к нему расплава, начинает растворяться, его скрытая теплота кристаллизации вновь поглощается, что и приводит к охлаждению этой части расплава. С течением времени ступеньки на кривой распределения температур движутся вниз. Скорость их перемещения меньше скорости оседания кристалликов соответствующего минерала из-за эффекта его растворения при пересечении границы слоев различного фазового состава. Это замедление перемещения изломов температурной кривой проявляется тем сильнее, чем выше степень перегрева исходного расплава по отношению к эвтектической температуре.

Начиная с того момента, в который все три кристаллизующихся минерала достигли дна магматической камеры, по всему разрезу расплава устанавливается постоянная, эвтектическая температура, которая и поддерживается за счет буферных (по отношению к температуре) свойств эвтектического равновесия до полной кристаллизации жидкости. Выравнивание температуры расплава приводит к полному прекращению кондуктивного перемещения тепла (для которого необходим перепад температур) и исключает возможность кристаллизации в основном объеме расплава. Выделение твердых фаз в этом случае полностью локализуется в слоях жидкости, непосредственно примыкающих к поверхностям полного затвердевания.

Для представленного на рис. 22,б варианта седиментационной модели, как и для большинства рассматриваемых здесь вариантов, время выравнивания температуры в зоне расплава составляет небольшую часть общего времени затвердевания магмы. Правда, в рамках седиментационной модели время выравнивания температуры магмы зависит от скорости оседания кристаллических фаз и становится сравнимым со временем кристаллизации интрузива, когда мы приписываем плаггиоклазу вполне реальную для него низкую скорость оседания (вариант 1—6). Но в реальной геологической обстановке на начальной стадии кристаллизации интрузива ведущим механизмом перемещения вещества должна быть конвекция, быстро перераспределяющая выделяющиеся у верхнего контакта твердые фазы по всему объему магматической камеры. В результате возникает отвечающая конвекционно-кумуляционной модели ситуация, показанная на рис. 22,з. Таким образом, несмотря на малую скорость оседания пла-

гиоклаза, по всей видимости, следует считать, что однородность температуры в объеме магматической камеры является характерной чертой процесса становления интрузива.

Термика системы с примерзанием эвтектической смеси твердых фаз. В заключение этого раздела рассмотрим термику системы, в которой в "явном виде" присутствует примесный компонент (в рассматривавшихся до сих пор вариантах модели примесь присутствует "неявно" — только как фактор, делокализирующий уровень кристаллизации эвтектики оливин + пироксен + плагиоклаз). Расплавы в этом варианте (вариант 7-1) считались по-прежнему трехкомпонентными, состоящим из пироксена, плагиоклаза и примесного компонента, который мы условно будем называть магнетитом. Приведенные в табл. 5 положения характерных точек диаграммы кристаллизации этого расплава еще более условны, чем для системы оливин-пироксен-плагиоклаз. Состав расплава в начальный момент времени близок к котектической линии пироксен-плагиоклаз и резко обеднен по сравнению с тройной эвтектикой магнетитом. Как уже отмечалось, кристаллизующаяся строго локально тройная эвтектика в этом варианте исключалась из процесса оседания. Рассчитанная в рамках седиментационной модели $T-z-t$ поверхность и ряд ее сечений по времени приведены на рис. 21, г и 22, г соответственно. Сопоставление этих графиков с $T-z-t$ поверхностью варианта 1-1 позволяет понять смысл приближения "неявного" присутствия примесных компонентов.

Единственное принципиальное различие топологий $T-z-t$ поверхностей вариантов 1-1 и 7-1 состоит в том, что в примыкающем к кровле магматической камеры слое расплава во втором случае реализуется не эвтектическое, а моновариантное котектическое равновесие, и поэтому температура в нем не постоянна, а изменяется в достаточно широких пределах — от температуры, почти равной температуре плавления двойной эвтектики пироксен-плагиоклаз, до эвтектической в тройной системе пироксен-плагиоклаз-магнетит. Однако по разрезу этого слоя температура меняется немонокотонно, быстро поднимаясь в узком интервале глубин вблизи кровли и очень медленно повышаясь в остальном объеме верхнего слоя. Соответственно и выделение твердых пироксена и плагиоклаза происходит по всему объему верхнего трехфазного слоя, однако интенсивность кристаллизации в зоне медленного изменения температуры ничтожна, а велика только в зоне быстрого нелинейного изменения температуры, отмеченной на рис. 21, г как зона псевдоэвтектической кристаллизации. Причина локализации слоя температурной неоднородности и кристаллизации внутри слоя моновариантного равновесия обсуждалась в статье [111] — она состоит в том, что небольшое "загрязнение" k -компонентной эвтектической жидкости ($k + 1$)-м компонентом, хотя и превращает систему из n -вариантной в моновариантную (за счет увеличения числа компонентов), но делокализует температуру ее кристаллизации лишь в степени, пропорциональной количеству примеси, и не приводит поэтому к полной потере буферных (по отношению к температуре) свойств эвтектического равновесия в k -компонентной системе. Принимая приближения "неявного" присутствия примесного компонента, мы сводим слой кристаллизации к слою заданной мощности (в наших расчетах 2 м), непосредственно примыкающему к кровле, а небольшим изменением температуры в остальной

части верхнего слоя пренебрегаем. При этом участок быстрого нелинейного изменения температуры, обозначенный на рис. 21, *г* как зона псевдоэвтектической кристаллизации, вырождается в точку излома температурного распределения; связанный с кристаллизацией небольшого количества "абсолютной" (т.е. с участием примесного компонента) эвтектики, едва заметный на рис. 22, *г* излом исчезает, а граница раздела кровля—расплав немного сдвигается вниз. Этим в принципе ограничены искажения термического поля седиментационных моделей, к которым приводит приближение "неявного" присутствия примесных компонентов.

ДИНАМИКА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМЫ ПРИ СТАНОВЛЕНИИ МОДЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Общее представление о динамике седиментационного массопереноса и механизме формирования обогащенных отдельными минералами слоев в седиментационной модели можно составить с помощью представленных на рис. 23 графиков. На этом рисунке изображены полученные для варианта начальных условий 1—1 распределения объемных концентраций твердых фаз оливина, пироксена и плагиоклаза по разрезу магматической камеры в несколько последовательных моментов времени. Буквами *S* и *K* отмечены положения соответственно границ полной кристаллизации и верхней границы слоя кумулуса. Первое из представленных на этом рисунке распределений относится к самому началу процесса становления интрузива ($t = 18,7$ года) — в верхней части слоя расплава к этому времени заканчивается формирование слоя примерзания и появляются облака оседающих кристалликов. Положения нижних границ облаков оседания отдельных минералов практически совпадают с выделенными на рис. 21, *б* изотермами 1172, 1168 и 1100 °С. К моменту $t = 37,4$ года (см. рис. 23, *б*) имеющие наибольшую скорость оседания кристаллики оливина достигли дна и начали формировать слой обогащенного оливином кумулуса. Форма контуров распределений объемных концентраций оседающих кристалликов по глубине на рис. 23, *а* и *б* обнаруживает любопытные особенности, в которых проявляется взаимодействие процессов теплопереноса и оседания. Особенности эти состоят в том, что с нижней границей облака оседающих кристалликов плагиоклаза совпадает минимум на кривой распределения концентраций твердого пироксена и оливина (для оливина из-за его низкого содержания этот минимум не заметен). Далее по глубине, вслед за минимумом, концентрация твердого пироксена заметно повышается.

Чтобы понять происхождение этих особенностей, надо обратиться к изображенным на рис. 22, *б* температурным разрезам слоя расплава. Нижняя граница облака оседающих кристалликов плагиоклаза на этих графиках отмечается резким изломом температурных распределений. Точка излома температурного распределения всегда является точкой нарушения баланса между количеством поступающего и отводящегося по механизму теплопроводности тепла: снизу в эту точку тепло поступает за счет сильного температурного градиента, вверх из точки излома тепло не отводится из-за отсутствия перепада температур. Расходуется поступившее в эту точку тепло на подплавление имеющихся в этом месте твердых фаз — поэтому на кривой распределения пироксена появляется минимум. Чуть

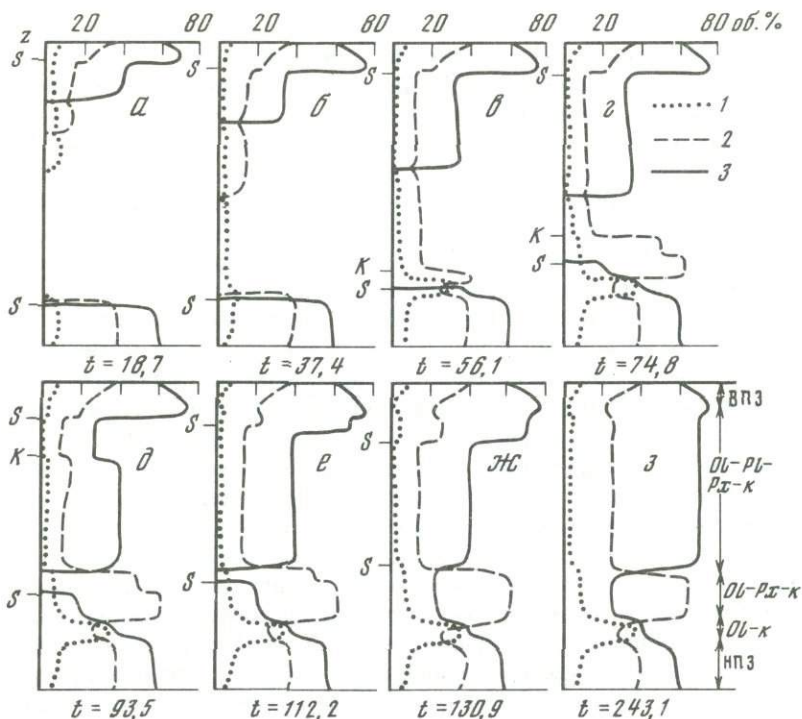


Рис. 23. Распределения содержаний твердых фаз оливина (1), пироксена (2) и плагиоклаза (3) по разрезу интрузива для ряда последовательных моментов времени (в годах)

Вариант 1-1: Буквами *S* и *K* на оси ординат отмечено положение соответственно фронтов полной кристаллизации и верхней границы кумулуca; ВПЗ и НПЗ - верхняя и нижняя приконтактные зоны; *OI-k*, *OI-Px-k* и *OI-Px-Pl-k* - соответственно оливиновый, оливин-пироксеновый и оливин-пироксен-плагиоклазовый кумулаты

ниже точки излома температурных распределений находится область нелинейного повышения температуры. В этой области происходит интенсивное остывание и кристаллизация солидусных компонентов; отсюда и заметное повышение содержания пироксена ниже точки минимума. Получается, что подплавление твердых фаз на фронте оседания плагиоклаза компенсируется кристаллизацией пироксена и оливина на некотором расстоянии от этого фронта. Можно сказать, что оседающий плагиоклаз вытесняет из расплава все надэвтектическое количество оливина и пироксена. Аналогичное влияние на распределение оливина оказывает нижняя граница облака оседающих кристалликов пироксена.

В слое жидкости от верхней границы полной кристаллизации до нижней границы облака оседающих кристалликов плагиоклаза объемной кристаллизации минералов, как уже отмечалось, не происходит. Но, как видно из рис. 23, *a-g*, объемная концентрация всех трех твердых фаз в этом слое монотонно увеличивается сверху вниз. Это увеличение связано с уменьшением темпа отвода тепла по мере прогрева пород кровли, которое, в

свою очередь, вызывает уменьшение скорости выделения твердых минералов на верхней поверхности S с течением времени.

В придонной части магматической камеры по приведенным на рис. 23 графикам можно проследить формирование слоя кумулуса, которое начинается с накопления кристалликов оливина (см. рис. 23, б), затем к нему присоединяется пироксен (см. рис. 23, в) и, наконец, плагиоклаз (см. рис. 23, д). Продвижение вверх нижнего фронта полного затвердевания приводит к докристаллизации межзерновой жидкости, составляющей по условиям расчета 50% объема слоя кумулуса. На графиках распределения содержания твердых фаз докристаллизация межзерновой жидкости проявляется в виде ступенек, приуроченных к нижнему уровню S (см. рис. 23, е–ж). Распределения, приведенные на рис. 23, е и ж, соответствуют уже полному заполнению свободного объема магматической камеры кумулусом. Перенос вещества к этому времени прекратился, поэтому распределение состава пород по разрезу интрузива уже предопределено.

Окончательное распределение минерального состава пород по разрезу полностью затвердевшего интрузива представлено на рис. 23, з. Как видно из этого рисунка, в разрезе затвердевшего слоя расплава по минеральному составу четко выделяются пять слоев, которые по их происхождению можно разделить на две группы: два слоя, образовавшиеся путем направленного роста (верхний приконтактный слой примерзания и нижний, практически недифференцированный, приконтактный слой) и три слоя, имеющих кумулятивное происхождение (оливиновый кумулат, оливин-пироксеновый кумулат и оливин-пироксен-плагиоклазовый анхизвтектический кумулат).

В случае конвекционно-кумуляционной модели динамика дифференциации более проста. Появившийся в ликвидусной ассоциации минерал благодаря конвекции сразу распределяется по всему объему расплава, т.е. появляется и среди покидающих объем расплава через его нижнюю границу минеральных фаз, хотя и в очень малом количестве. По ходу дальнейшего понижения температуры этот минерал накапливается как среди взвешенных в расплаве твердых фаз, так и среди кристаллов, образующих кумулус. В результате границы между кумулатами становятся нерезкими – в основном принципиальная схема строения интрузива остается такой же, как и для седиментационной модели.

Формирование кумулятивных слоев. На рис. 24–25 показаны распределения минерального состава пород по разрезам интрузивов, рассчитанные на основе ряда вариантов седиментационной и конвекционно-кумуляционной моделей. Основную часть мощности каждого из показанных на этих рисунках разрезов занимают кумуляционные слои, поэтому их мы рассмотрим в первую очередь. Механизм обогащения этих слоев отдельными минералами ясен из предыдущего рассмотрения динамики их формирования. Например, в случае варианта 1–1 седиментационной модели (см. рис. 23, з) в нижнем слое фазы кумулуса сложена исключительно оливином, в основном избыточным и в небольшой степени котектическим и эвтектическим. Интеркумулятивные минералы образованы в процессе докристаллизации межзерновой жидкости исходного состава. В следующем по разрезу слое кумулятивные минералы представлены оливином и пироксеном, в основном образовавшимися путем котектической кристаллизации. Меж-

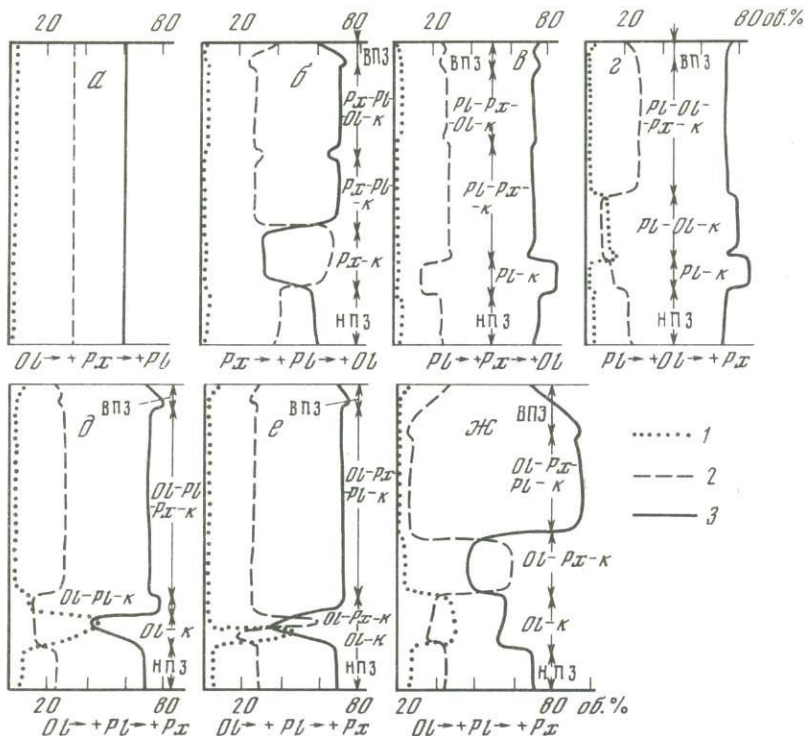


Рис. 24. Распределения минерального состава пород по разрезам полностью затвердевших интрузивов соответственно седиментационной модели для различных составов исходного расплава.

Варианты: а – 1–2 (этот вариант иллюстрирует неэффективность диффузионного массопереноса); б – 6–1; в – 5–1; г – 4–1; д – 3–1; е – 2–1; ж – 3–2. Обозначения минералов и слоев см. рис. 23

зерновая жидкость в этом случае была лишена избыточного оливина. Наконец, в самом мощном слое анхизвектического состава в фазе кумулула присутствуют все три минерала, а межзерновая жидкость имеет эвтектический состав. Резкий контраст минерального состава этих слоев связан с полной упорядоченностью перемещения вещества в рамках седиментационной модели, в конвекционно-кумуляционной модели (см. рис. 25) он исчезает.

Наиболее интересной характеристикой кумулятивных слоев является соотношение между последовательностью их появления в разрезе, с одной стороны, и порядком кристаллизации и скоростей оседания отдельных минералов – с другой. Для конвекционно-кумуляционной модели по причинам, очевидным из рис. 21, в, порядок следования кумуляционных слоев строго соответствует порядку появления на ликвидусе обогащающих эти слои минеральных ассоциаций. В случае седиментационной модели порядок чередования кумулятивных слоев нуждается в специальном рассмотрении. Вариант 1–1, к которому относятся изображенные на рис. 23 графики, в этом отношении прост – в нем последовательность по-

пироксен (см. рис. 24, варианты 2-1, 3-1, 3-2). Здесь противоречие связано с поведением кристалликов пироксена и плагиоклаза: последний оседает медленно, но кристаллизуется раньше пироксена. Пироксен в этой системе кристаллизуется последним, поэтому нижняя граница его облака оседания является границей зоны эвтектического равновесия расплав—оливин—плагиоклаз—пироксен. Пересекая эту границу кристаллик пироксена попадает в зону котектического равновесия расплав—оливин—плагиоклаз и немедленно растворяется, вытесняя из расплава надэвтектические компоненты — оливин и плагиоклаз. Из-за этого эффекта, как уже отмечалось, скорость продвижения вниз границы облака оседающих кристалликов пироксена (обозначим ее u_{Px}^f) становится меньшей, чем u_{Px}^{sed} . Очевидно, что для того, чтобы оседающие кристаллики пироксена достигли дна магматической камеры раньше, чем выделяющиеся возле нижней границы слоя эвтектического равновесия кристаллики надэвтектического плагиоклаза, необходимо, чтобы u_{Px}^f осталась большей, чем u_{Pl}^f . В этом случае вторым после слоя оливинового кумулата в разрезе интрузива мы увидим слой, обогащенный пироксеном, т.е. порядок чередования слоев будет соответствовать последовательности скоростей оседания обогащающих их минералов. В противном случае слой оливин-плагиоклазового кумулата окажется вторым в соответствии с порядком выделения кристаллических минералов из расплава.

Поскольку в объеме расплава седиментационный механизм теплопереноса преобладает над кондуктивным, взаимоотношения между скоростями оседания зерен минералов и скоростями перемещения нижних границ облаков их оседания u^f легко поддаются формальному анализу. В частности, для облака оседания пироксена, погружающегося в расплав, состав которого попадает на котектическую линию оливин—плагиоклаз, такой анализ показывает, что u_{Px}^f с течением времени монотонно уменьшается (из-за уменьшения темпа отвода тепла по мере прогрева вмещающих пород), а минимальное значение u_{Px}^f соответствует моменту достижения краем облака дна камеры и составляет

$$(u_{Px}^f)_{\min} = u_{Px}^{sed} / \{ 1 + u_{Px}^{sed} L [n^2 \lambda_1^E (\lambda_2^E + c \Delta T) / (A_U \lambda_{Px} N_{Px}^1)]^2 / 2 \}. \quad (4.19)$$

В этом соотношении n^2 — содержание в расплаве двойной эвтектики оливин—плагиоклаз (компонента E_2); λ_2^E — теплота его плавления; λ_1^E — теплота плавления тройной эвтектики; N_{Px}^1 — содержание пироксена в тройной эвтектике; ΔT — разность температур плавления тройной и двойной эвтектик. Предположим для простоты, что исходный расплав не перегрет по отношению к кристаллизации плагиоклаза, т.е. что, погружаясь, плагиоклаз не будет растворяться и поэтому $u_{Pl}^f = u_{Pl}^{sed}$. В этом случае условие реализации нормальной (в порядке уменьшения скорости оседания минералов) последовательности кумулятивных слоев принимает вид $(u_{Px}^f)_{\min} > u_{Pl}^{sed}$, или с учетом (4.19)

$$1/u_{Pl}^{sed} - 1/u_{Px}^{sed} > L [n^2 \lambda_1^E (\lambda_2^E + c \Delta T) / (A_U \lambda_{Px} N_{Px}^1)]^2 / 2. \quad (4.20)$$

Это неравенство показывает, что причинами, которые могут привести к соответствию последовательности кумулятивных слоев скоростям оседания зерен обогащающих их минералов, независимо от последовательности кристаллизации являются приближение состава кристаллизующегося расплава к эвтектическому (уменьшение n^2) и уменьшение скорости оседания легкой надэвтектической твердой фазы u_{Pl}^{sed} . Иллюстрацией влияния этих факторов являются варианты модели 2-1, 3-1 и 3-2. В случае варианта 3-1 ($n^2 = 0,00172$ моль/см³, $u_{Pl}^{sed} = 3,2$ м/год) последовательность кумулятивных слоев соответствует последовательности кристаллизации (см. рис. 24, д). Уменьшение n^2 до 0,00022 моль/см³ (см. рис. 24, е, вариант 2-1) или уменьшение u_{Pl}^{sed} до 0,4 м/год (см. рис. 24, ж, вариант 3-2) приводит к изменению порядка следования кумулятивных слоев.

Неравенство (4.20) указывает на связанные друг с другом нетривиальные особенности условий реализации определенных законов чередования кумулятивных слоев. Это, во-первых, присутствие в правой части этого неравенства множителя L , которое означает, что условия реализации нормальной с точки зрения скоростей погружения зерен минералов последовательности кумулятивных слоев становятся тем более жесткими, чем больше мощность интрузива. Во-вторых, из неравенства (4.20) видно, что если скорость оседания зерен легкого минерала (плагиоклаза) превысит значение

$$(u_{Pl}^{sed})_{крит} = 2 \{ A_U \lambda_{P_x} N_{P_x}^1 / [n^2 \lambda_1^E (\lambda_2^E + c \Delta T)] \}^2 / L, \quad (4.21)$$

то независимо от скорости погружения тяжелой эвтектической фазы (пироксена) соответствие порядка следования кумулятивных слоев кристаллизационной последовательности не может быть нарушено. По своему происхождению это ограничение на возможность нарушения кристаллизационной последовательности кумулятивных слоев связано с тем фактом, что тяжелая эвтектическая фаза (пироксен) независимо от своей скорости оседания не может достичь дна камеры до тех пор, пока во вмещающие породы не будет вынесено необходимое для охлаждения всего объема расплава до эвтектической температуры количество тепла. Формально это условие проявляется в том, что при больших значениях $u_{P_x}^{sed}$ скорость перемещения фронта облака оседания эвтектического пироксена перестает зависеть от нее. Действительно, если $u_{P_x}^{sed} \rightarrow \infty$, единицу в знаменателе формулы (4.19) можно отбросить, $u_{P_x}^{sed}$ в числителе и знаменателе сокращаются, а предельное значение $u_{P_x}^{sed}$ оказывается в точности равным $(u_{Pl}^{sed})_{крит}$ соответственно формуле (4.21). С увеличением мощности слоя расплава время его охлаждения до эвтектической температуры увеличивается и становятся все более существенными замедление со временем темпа потери тепла и уменьшение $u_{P_x}^f$. Поэтому мощность слоя расплава появляется в правой части неравенства (4.20) и оказывается фактором, благоприятствующим кристаллизационной последовательности кумулятивных слоев.

Для процессов формирования реальных интрузивов, очевидно, типичны условиям протекания, соответствующие конвекционно-кумуляционной модели, для которой, как отмечалось выше, нарушение кристаллизационной последовательности кумулятивных слоев запрещено. Тем не менее такие нарушения могут быть найдены в "тонкой структуре" этих слоев

(см. рис. 15 и обсуждение в гл. 3), так как учитывающая структуру общей конвекции модель более высокого уровня точности даст результаты в определенном смысле гибридные по отношению к результатам рассматриваемых здесь седиментационной и конвекционно-кумуляционной моделей.

Формирование верхней приконтактной зоны. Одним из самых интересных элементов рассматриваемого в этой работе процесса дифференциации интрузивной магмы является формирование зоны примерзания. Поскольку это зона непосредственно примыкает к верхнему контакту и по механизму формирования связана с тем, что выделяющиеся кристаллики не успевают покинуть зону кристаллизации, возникает соблазн отождествить эту зону с недифференцированной закалочной фазией верхнего эндоконтакта, что было бы не совсем верно. В идеальном случае процесс охлаждения расплава начинается с того, что горячая магма приходит в непосредственный контакт с холодными вмещающими породами. Температурный градиент в этот момент на границе расплав—кровля бесконечен, потому бесконечно велик и поток тепла в кровле, и скорость охлаждения непосредственно примыкающего к кровле слоя расплава. С течением времени тепловой поток уменьшается приблизительно пропорционально $1/\sqrt{t}$. Охлаждающийся расплав должен кристаллизоваться, однако возможность кристаллизации обеспечивается диффузионным перемещением молекул к растущим кристалликам, и, если скорость охлаждения достаточно велика, она может не реализоваться. В этом как раз и состоит суть закалки — ясно, что для определения ее длительности следует сравнить скорости процесса остывания расплава и диффузионного (теплого) движения молекул. Уменьшение темпа остывания расплава по мере прогрева пород кровли, естественно, приведет к прекращению закалки, причем в случае многокомпонентного расплава граница этого режима не будет четкой — сначала начнут появляться кристаллики того минерала, молекулы которого наиболее подвижны, затем к ним присоединятся кристаллы других минералов. За условие прекращения закалки кажется естественным принять условие исчезновения в породе аморфной фазы (стекла). Режим примерзания по своей физической сущности похож на режим закалки — здесь также процесс охлаждения идет так быстро, что кристаллики не успевают покинуть зону кристаллизации до ее полного затвердевания. Однако скорость движения кристаллов несопоставимо мала по сравнению со скоростью теплового движения молекул, поэтому прекращение режима закалки происходит гораздо раньше прекращения примерзания. Соответственно и мощность слоя примерзания оказывается намного большей толщины закаленной стекловатой каемки интрузивного тела.

Второе принципиальное отличие примерзания от закалки связано с дифференцированностью поведения различных минералов. При закалке многокомпонентность расплава проявляется в дифференциации на микроскопическом уровне — одни компоненты расплава успевают образовать кристаллические фазы, другие выделяются в виде стекла, но в целом по составу закалочная порода остается тождественной расплаву. Различие скоростей оседания зерен различных минералов и одновременность их появления приводят уже к макроскопической неоднородности слоя примерзания:

кристаллики наиболее тяжелого минерала (оливина) захватываются фронтом полного затвердевания в меньшей степени, кристаллики плагиоклаза — в большей. По отношению к тяжелым минералам режим примерзания заканчивается раньше, по отношению к легким — позже. По этой причине зона примерзания оказывается в целом обогащенной легкими минералами и обедненной тяжелыми. Химический состав зоны примерзания непостоянен, в верхней части он тождествен составу расплава (собственно говоря, небольшой верхний участок зоны примерзания только и можно считать закалочной фазией эндоконтакта), ниже в простом случае соответствия между кристаллизационной последовательностью и скоростями оседания минералов увеличивается обогащение самым легким минералом — плагиоклазом. Эта закономерность хорошо просматривается в приведенных на рис. 23, з и 24, б, е и ж распределениях.

Несоответствие между порядком кристаллизации и соотношением скоростей оседания зерен минералов также накладывает отпечаток на строение слоя примерзания. Это связано с тем, что в процессе его формирования по-разному себя ведут не только зерна различных минералов, но и зерна одного минерала различных генераций. Как правило, первым получает возможность покинуть зону кристаллизации закристаллизовавшийся избыточный компонент независимо от того, является он наиболее легким или тяжелым. Позднее прекращается захват зерен пары минералов, кристаллизующихся на линии котектического равновесия, и последним — примерзание эвтектических компонентов. Поэтому основную часть верхнего приконтактового слоя, видимо, следует разделять на три подслоя, в пределах каждого из которых состав пород изменяется по закону гравитационной дифференциации, т.е. в направлении от верхнего контакта в объем интрузива они обогащаются наиболее легким из имеющих возможность покинуть зону кристаллизации твердых минералов. Характерным примером такого слоистого строения верхней приконтактовой зоны является вариант седиментационной модели 5-1 (см. рис. 24, в). Здесь первым на поверхности ликвидуса появляется плагиоклаз, поэтому в верхней части слоя примерзания возникают условия обеднения плагиоклазом и обогащения пироксеном и оливином вниз по разрезу верхнего приконтактового слоя. Процесс прекращения захвата верхним фронтом кристаллизации плагиоклаза и пироксена, кристаллизующихся на котектической линии, отмечается переходом к нормальной закономерности — понижению содержания пироксена и повышению содержания плагиоклаза вниз, содержание оливина при этом по-прежнему увеличивается. Третья часть слоя примерзания, которая должна была характеризоваться понижением содержания оливина, в этом случае, по-видимому, оказалась слишком маломощной и незаметной на фоне участка сочленения приконтактового и верхнего кумулятивного слоев. Аналогичным образом может быть объяснено и строение зон примерзания для вариантов 3-1 и 4-1 (см. рис. 24, д и е).

Мощность зоны примерзания и степень ее дифференцированности по понятной причине сильно зависят от скоростей оседания минералов. Со всей наглядностью это показывают изображенные на рис. 26 распределения минерального состава по разрезу модельного интрузивного тела при различных значениях скоростей оседания кристалликов (варианты 1-3, 1-4, 1-5 и 1-6). Как видно из этих графиков, уменьшение скорости оседания

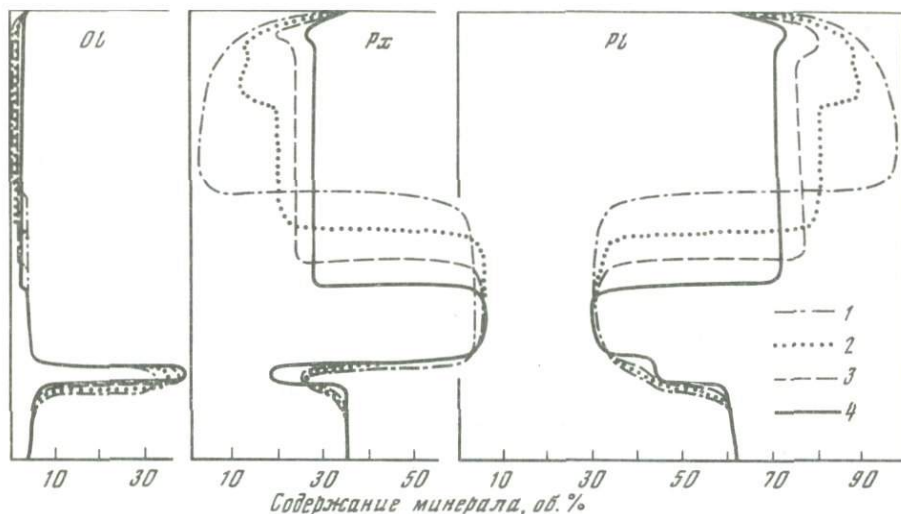


Рис. 26. Распределения минерального состава пород по разрезу интрузива соответственно седиментационной модели для различных скоростей оседания плагиоклаза и оливина

Варианты: 1 – 1-6; 2 – 1-5; 3 – 1-4; 4 – 1-3

плагиоклаза приводит к разрастанию зоны примерзания и обогащению ее плагиоклазом, которое при минимальном из рассмотренных значений $u_{Pl}^{sed} = 0,2$ м/год достигает 95 об. %. Причем это обогащение достигается отнюдь не всплыванием зерен плагиоклаза — они, как и зерна других минералов, тонут. Механизмом столь сильного обогащения нижней части зоны примерзания плагиоклазом является только уход из зоны кристаллизации более тяжелых минералов — оливина и пироксена. Изображенные на рис. 26 графики показывают также, что на общую тенденцию к накоплению плагиоклаза в верхней части разреза при понижении скорости его оседания влияет и увеличение его содержания в верхнем кумулятивном слое за счет увеличения эффективности разделения минералов, кристаллизующихся как тройная эвтектика.

Еще одна важная особенность строения зоны примерзания связана с поведением компонентов расплава, выделяющихся в форме акцессорных минералов — кварца, калиевого полевого шпата, магнетита и др. Эти компоненты содержатся в магматическом расплаве в примесных количествах и при фракционной кристаллизации становятся главными компонентами последней, самой легкоплавкой фракции расплава. Эта фракция может быть эвтектическим расплавом в многокомпонентной системе, включающей, помимо основных породообразующих минералов, один или несколько примесных компонентов, поэтому, кроме легкоплавкости, она обладает еще тем важным свойством, что кристаллизуется при наиболее строго локализованной температуре. А это означает, что в отношении самой легкоплавкой фракции расплава длительность режима примерзания может быть неограниченной [111].

Продолжение кристаллизации в режиме примерзания самой легкоплавкой фракции расплава после того, как прекратится захват верхним фронтом полного затвердевания зерен основных минералов, должно неизбежно привести к появлению в нижней части зоны примерзания слоя, небольшого по мощности (так как общее содержание примесных компонентов в расплаве невелико), но резко выделяющегося по химическому составу обогащенностью акцессорными минералами. В рассматривавшихся до сих пор в этом разделе вариантах модели этот слой отсутствует по понятной причине — в них примеси учитывались "неявно", лишь как фактор делокализации температуры плавления тройной эвтектики плагиоклаз—пироксен—оливин. В варианте с магнетитом (вариант 7—1) динамика формирования обогащенной акцессорными минералами части слоя примерзания может быть прослежена со всей определенностью. Распределение минерального состава по разрезу модельного интрузива в один из промежуточных моментов времени, распределение компонентов в расплаве в этот же момент и распределение минерального состава после полного затвердевания для этого варианта изображены на рис. 27. Для полной ясности эти графики следует сравнить с изображенными на рис. 22, г температурными распределениями по разрезу магматической камеры. В интервале, обозначенном на рис. 22, г как зона псевдоэвтектической кристаллизации, расплав освобождается от большей части основных компонентов и по составу приближается к эвтектике с примесным магнетитом. Строго соответствующим составу этой эвтектики расплав становится точно на границе с затвердевшей частью (см. рис. 27, б), где и происходит кристаллизация магнетита совместно с оставшимися в расплаве основными компонентами. Рис. 27, в иллюстрирует самое общее строение зоны примерзания, основными чертами которого является сначала увеличение содержания самого легкого минерала, затем резкое обогащение акцессорными минералами.

Представляется, что это свойство седиментационной модели кристаллизационной дифференциации, являющееся простым и ясным следствием изученного механизма процесса, может служить естественным объяснением приуроченности слоев и шпиров пород, обогащенных акцессорными минералами (гранофировым кварц-полевошпатовым агрегатом, титаномагнетитом, апатитом и др.), именно к верхним, прикровельным частям разрезов дифференцированных тел интрузивных траппов и расслоенных комплексов. Любопытно, что эти породы, формирующиеся из расплавов, отвечающих конечным стадиям фракционирования магмы, не являются по времени самыми поздними образованиями. Как видно из рис. 27, в рамках седиментационной модели они формируются, по сути, одновременно с большинством остальных элементов строения интрузива.

При переходе от седиментационной модели к конвекционно-кумуляционной за счет увеличения эффективности отвода кристаллизующегося вещества от верхнего контакта мощность верхней приконтактной зоны уменьшается (см. рис. 25), однако рассмотренные особенности ее строения сохраняются.

Формирование нижней приконтактной зоны. Последним, нуждающимся в рассмотрении, элементом строения модельных интрузивных тел является слой, непосредственно примыкающий к нижнему контакту. В представленных на рис. 24 и 26 вариантах седиментационной модели этот слой

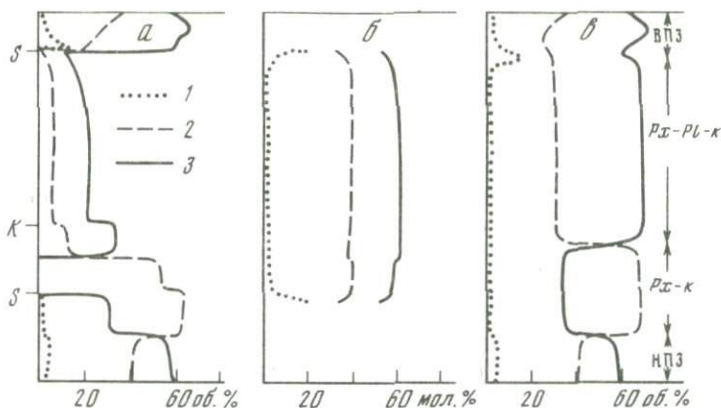


Рис. 27. Распределения по разрезу интрузива содержания минералов (а) и состава жидкости (б) через 74,8 лет после внедрения и распределения минерального состава пород после полной кристаллизации (в) для варианта 7-1

1 — магнетит; 2 — пироксен; 3 — плагиоклаз

практически недифференцирован. Формируется он в основном путем направленного роста от нижнего контакта. Его верхняя граница отмечает момент встречи нижнего фронта кристаллизации с оседающими кристалликами, выделившимися в верхней части магматической камеры. Строго говоря, утверждение, что этот слой недифференцирован, не совсем верно. Дело в том, что перед нижним фронтом кристаллизации всегда имеется зона конечной мощности, в пределах которой из расплава выделяются избыточные по отношению к эвтектике компоненты. Эти кристаллики оседают и подвергаются гравитационной сортировке, однако поскольку мощность зоны их кристаллизации мала, результирующая дифференциация на рис. 24 и 26 почти незаметна.

Интересные особенности в строении нижнего приконтактного слоя проявляются в случае, когда во внедрившейся магме содержится некоторое количество интрателлурической твердой фазы. Влияние содержания этой фазы на строение модельного интрузива иллюстрирует рис. 28, на котором сопоставлены минеральные распределения для трех вариантов начальных условий, соответственно которым внедрившаяся магма содержала 10 об. % твердой фазы (вариант 1-8), 3 об. % твердой фазы (вариант 1-7) и не содержала интрателлурических кристалликов (вариант 1-3). Как видно из этих графиков, наличие в расплаве интрателлурического оливина приводит к систематическому возрастающему по мере удаления от нижнего контакта обогащению этим минералом нижнего слоя. Степень обогащения им породы в пределах нижнего приконтактного слоя определяется соотношением между скоростью оседания этого оливина и скоростью продвижения вверх нижнего фронта кристаллизации, она дается формулой (3.43). В случаях конвекционно-кумуляционных моделей, как уже неоднократно отмечалось, взвешенная и оседающая твердая фаза появляется сразу по всему объему расплава, поэтому породы нижней приконтактной зоны начинают обогащаться как интрателлурическими, так и образовавшимися в камере крапленниками сразу после окончания закалки. В результате (см. рис. 25)

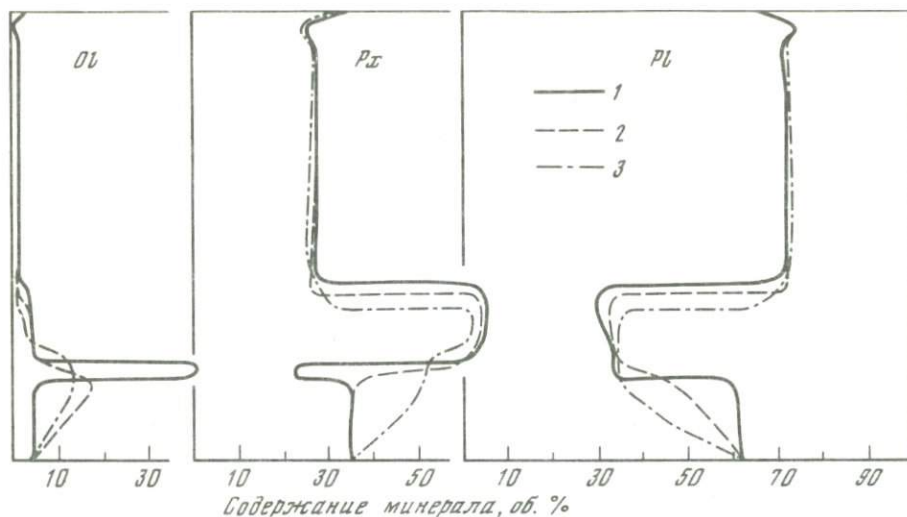


Рис. 28. Распределения минерального состава пород по разрезу затвердевшего интрузива для различных содержаний интрателлурических твердых фаз в исходном расплаве
 1 — вариант 1-3 без интрателлурических кристаллов; 2 — вариант 1-7-3 об.% интрателлурического оливина; 3 — вариант 1-8-10 об.% интрателлурической твердой фазы

четкость границы между нижним приконтактовым слоем и кумулятивной серией в конвекционно-кумуляционной модели теряется, так же как и четкость границ между кумулятивными слоями.

Подводя итог рассмотрению элементов строения модельного интрузивного тела, мы можем сказать, что в общем случае это тело разделяется на пять слоев различного минерального и химического состава. Для верхнего слоя (слоя примерзания) характерно обогащение плагиоклазом по мере удаления от верхнего контакта и резкое повышение содержания аксессуарных минералов на нижней его границе. Нижний приконтактовый слой в направлении от контакта обогащается вкрапленниками интрателлурической твердой фазы, в наиболее типичном с геологической точки зрения случае представленной оливином. Интересно отметить полное отсутствие каких-либо элементов симметрии относительно середины разреза в строении даже этих двух окаймляющих интрузив слоев, в механизме формирования которых еще можно найти какую-то аналогию с механизмом направленной кристаллизации. Средняя, обычно большая часть разреза, состоит из трех (в некоторых случаях из двух) кумулятивных слоев, характер чередования которых в типичном случае воспроизводит последовательность кристаллизации обогащающих их минералов.

СРАВНЕНИЕ СТРОЕНИЯ РЕАЛЬНЫХ И МОДЕЛЬНЫХ ИНТРУЗИВОВ

Результаты расчета термических полей в остывающих интрузивах и толщах вмещающих пород не могут быть подкреплены наблюдениями над реальными геологическими объектами — мы, очевидно, не располагаем ни необходимым временем, ни техническими возможностями, чтобы про-

следить тепловую эволюцию реального интрузивного тела. Включение в расчет динамики перераспределения вещества в магматической камере коренным образом меняет эту ситуацию. По крайней мере конечный результат этого процесса — распределение химического и минерального составов пород по разрезу интрузива — является геологически наблюдаемым и хорошо изучен для большого количества интрузивных тел, различающихся размерами, геометрической формой, составом исходного магматического расплава и начальными условиями формирования. В принципе результаты математического моделирования кристаллизационной дифференциации интрузивной магмы могут и должны использоваться для теоретической интерпретации этих данных. Однако примитивное описание термодинамики кристаллизационного процесса и ряд других идеализаций (постоянство скоростей оседания минеральных зерен, упрощенная геометрическая форма интрузивов, мгновенность внедрения, однородность внедрившегося расплава и т.д.) делают весьма проблематичной возможность точного воспроизведения рассматриваемыми моделями характеристик реальных объектов. Поэтому здесь мы ограничимся сопоставлением выделенных в гл. 2 главных качественных особенностей строения реальных интрузивов с соответствующими свойствами модельных тел.

Расслоенность и асимметрия. Несомненно, что расслоенное и асимметричное строение является свойством, общим для дифференцированных пластовых интрузивов и модельных силлов. В обоих случаях отдельные дифференциаты обособляются в виде протяженных горизонтов либо (в природе) цепочки линз или шпиров, придавая интрузиву в целом расслоенный облик. Однонаправленная смена дифференциатов в разрезе приводит к отчетливой вертикальной асимметрии строения тел. Нередко асимметричность внешне однородных реальных силлов проявляется за счет скрытой расслоенности и далеко не однородного распределения элементов-примесей.

Признаки накопления кристаллов. Сопоставление следующего, второго по порядку, свойства модельных интрузивов с соответствующими свойствами природных объектов сразу обнаруживает определенную двойственность ситуации. В природных интрузивах снизу вверх происходит эволюция состава породообразующих минералов — твердых растворов — от высокотемпературных фракций к низкотемпературным. Распределение примесей, в свою очередь, характеризуется накоплением в нижних частях разрезов элементов, обогащающих высокотемпературные продукты кристаллизации, а вверх по разрезам растет содержание элементов, накапливающихся в остаточных расплавах. Таким образом, можно быть уверенным в том, что заполнение камер интрузивов (как модельных, так и реальных) твердой фазой осуществлялось преимущественно снизу вверх. С другой стороны, в литературе [101] специально отмечается отсутствие в породах основных силлов признаков накопления кристаллов, за исключением относительно маломощных горизонтов пикритовых или оливиновых долеритов в нижних частях тел, тогда как в модельных силлах главную часть разреза составляет кумулятивная серия, породы которой должны обладать признаками кумулятивной структуры. Соответствующая часть разрезов реальных силлов значительной мощности сложена долеритами с пойкилоофитовой структурой, которая традиционно рассматривается как свидетельство объемной кристаллизации без перемещения кристалликов в пространстве (см., напр.:

[81]). Поэтому существует убеждение, что гравитационное осаждение твердых фаз играло при дифференциации силлов ограниченную роль и проявилось лишь на ранних стадиях кристаллизации, причем осаждались в основной фазы, уже присутствовавшие в магме в момент внедрения.

Таким образом, с одной стороны, проведенный в гл. 3 теоретический анализ, как и опыт моделирования, показывают, что единственным механизмом, способным обеспечить дифференциацию и заполнение камер интрузивов снизу вверх, является седиментация. С другой стороны, в структурах горных пород, слагающих силлы долеритов, согласно обобщению эмпирических наблюдений, как будто отсутствуют признаки накопления кристаллов.

Сложившаяся ситуация заставила нас обратить особое внимание на структуру слагающих расслоенные серии долеритов, позиция которых в разрезах интрузивных залежей соответствует положению кумулятивной серии в модельных силлах.

Выполненные нами детальные структурно-петрографические и микронзондовые исследования долеритов расслоенных серий трапповых силлов (см. гл. 2) показали, что эти породы обладают следующими характеристиками:

в их строении по форме, составу, характеру зональности минеральных индивидов и способу заполнения ими пространства выделяются две структурные группы;

однородные по составу индивиды I структурной группы образуют ажурный каркас, промежутки которого заполнены агрегатом переменных по составу выделений II структурной группы;

минеральный парагенезис I структурной группы более высокотемпературный, чем парагенезис II структурной группы;

однородный состав индивидов I структурной группы говорит о том, что при кристаллизации их концентрация в магме была мала, а высокое содержание их в породе свидетельствует об их последующем накоплении в современном местонахождении.

Совокупность этих характеристик в сочетании с упомянутыми признаками заполнения интрузивных камер твердой фазой снизу вверх позволяет интерпретировать породы расслоенных серий долеритовых силлов как кумулаты индивидов высокотемпературной I структурной группы. Вторая структурная группа, переменный состав и парагенезис которой указывают на более низкотемпературную кристаллизацию в ограниченном объеме, является продуктом затвердевания интеркумулятивной расплава. Наименее очевидно, пожалуй, отнесение в кумулулу в такситофитовых долеритах и габбро-долеритах ядер ойкокристаллов клинопироксена и оливина, поскольку их структурная позиция замаскирована двухфазовым строением и офитовыми взаимоотношениями с лейстами плагиоклаза как в ядре, так и на краях ойкокристаллов. Именно на этом основании делается вывод о том, что ойкокристаллы оливина, кристаллизуясь позже плагиоклаза, уже не могли погружаться в более чем наполовину закристаллизовавшейся массе [65]. Установленные нами относительная однородность и высокотемпературность ойкокристаллов авгита, оливина и хадакристаллов плагиоклаза, низкая концентрация последних доказывают раннюю совместную кристаллизацию этих фаз при малом содержании их в расплаве, тем

самым снимаемая упомянутое возражение. Кумулятивную природу некоторых ойкокрсталлов авгита и оливина в массивах Скергаард и Рам ранее отмечали Уэйджер и Браун [101]. Наличие ойкокрсталлов клинопироксена в качестве вкрапленников в базальтах [28, с. 193; 83, с. 63] и в микродолеритах зон эндоконтакта интрузивных траппов [25] доказывает их присутствие в магме уже на тех стадиях кристаллизации, когда расплав еще резко преобладает над твердой фазой, и тем самым неизбежность их участия в процессе образования кумулуса. Таким образом, имеются убедительные свидетельства в пользу кумулятивной природы пород, слагающих расслоенные серии долеритовых силлов, что находится в соответствии с требованиями как седиментационной, так и конвекционно-кумуляционной модели кристаллизационной дифференциации.

Модальный состав пород. В природе порядок смены максимальных содержаний минералов и кумулятивных парагенезисов I структурной группы в разрезах массивов обычно отклоняется от порядка уменьшения плотности этих минералов (см. гл. 2). Некоторые исследователи [71] на этом основании делают вывод о несущественности гравитационного перераспределения фаз в образовании анизотропии вертикального разреза интрузивов.

Исследования закаленных фаций интрузивных траппов [25, 92] свидетельствуют о том, что при меньших содержаниях в породе интрателлурических вкрапленников они представлены оливином и плагиоклазом, а клинопироксен присоединяется к ним в случае повышенного содержания вкрапленников. Можно обоснованно предположить, что первым из трапповой магмы кристаллизовался оливин, затем к нему присоединился плагиоклаз, а после него и клинопироксен. Если это предположение справедливо, то порядок смены максимальных содержаний породообразующих минералов и кумулятивных парагенезисов I структурной группы по разрезу интрузивов (см. гл. 2) отвечает порядку кристаллизации исходной магмы. Появление в седиментационной и конвекционно-кумуляционной моделях не только гравитационной, но и кристаллизационной последовательности максимумов содержаний минералов снизу вверх в разрезе является одним из самых интересных и нетривиальных следствий моделируемого процесса. Несомненное нарушение гравитационного принципа распределения минералов в долеритовых силах не только не приводит к противоречию с теоретическими моделями, но является очень интересной параллелью между свойствами модельных и реальных объектов.

Нижняя приконтактовая зона. В модельных телах нижняя приконтактовая зона либо имеет постоянный состав по мощности (седиментационная модель, внедрение гомогенного расплава), либо она постепенно меняет свой состав, обогащаясь интрателлурической (седиментационная модель, внедрение гетерогенной магмы) и перемещенной (конвекционная модель) фазами. В природе, как следует из имеющихся данных по распределениям содержаний минералов в разрезах пластовых интрузивов и из их качественных описаний, обычно при переходе от пород нижнего эндоконтакта к породам главной интрузивной фации в дифференцированных силах количественно-минеральный состав меняется постепенно.

Верхняя приконтактовая зона. Результаты расчетов для седиментационной модели показали, что в случае низкой скорости оседания плагиоклаза (0,2–0,4 м/год) верхняя приконтактовая зона приобретает значительную

мощность и отличается чрезвычайным обогащением этим минералом вплоть до образования анортозитов (см. рис. 26). Увеличение скорости отвода плагиоклаза из области кристаллизации путем приближения скорости его оседания к соответствующим скоростям темноцветных минералов или учета конвекции (т.е. перехода к конвекционно-кумуляционной модели) делает верхнюю приконтактовую зону по мощности малой и умеренно обогащенной плагиоклазом. К ее нижней части в этом случае оказывается приуроченным горизонт, значительно обогащенный присутствующими в магме в резко подчиненных количествах компонентами, например магнетитом (см. рис. 27). Минеральный парагенезис этого горизонта должен быть самым низкотемпературным, что отвечает сложившимся представлениям о природе пегматитов, т.е. горизонт этот может рассматриваться как пегматоидный. Сопоставление свойств модельных и реальных трапповых силлов указывает на то, что в природе встречается лишь одна из двух теоретически возможных ситуаций. Анортозитовых горизонтов в траппах не встречено нигде, хотя известно несколько случаев присутствия вблизи кровли горизонта или линз существенно полевошпатовых долеритов [71, 77]. В то же время наблюдается отчетливая тенденция, проявленная на большом числе как дифференцированных, так и недифференцированных интрузивов, приуроченности к прикровельным частям разреза сильно обогащенных второстепенными породообразующими минералами призматическозернистых, призматическофитовых и близких к ним габбро-долеритов, с которыми тесно ассоциируют горизонты, линзы, шпирьы фациальных долерит-пегматитов. Эти породы сложены наиболее низкотемпературными минеральными парагенезисами. На графиках (см. рис. 2) хорошо проявлено обогащение тяготеющих к кровле фациальных пегматитов второстепенными породообразующими минералами (титаномагнетитом и кварцкалишпатовым гранофировым агрегатом).

Как следует из анализа седиментационной модели, отсутствие в кровле горизонта анортозитов подразумевает эффективное удаление из верхней приконтактовой зоны не только пироксена и оливина, но и плагиоклаза. Необходимые в этом случае высокие скорости оседания плагиоклаза требуют, как видно из табл. 7, нереально больших для интрузивных траппов размеров кристаллов данного минерала, а реальные размеры индивидов плагиоклаза должны были бы в рамках седиментационной модели приводить к образованию анортозитового горизонта. Представляется естественным рассматривать этот факт как свидетельство участия общей конвекции в отводе плагиоклаза из зоны кристаллизации, т.е. как свидетельство большей реальности конвекционно-кумуляционной модели по сравнению с седиментационной.

Степень дифференциации. Анализ седиментационной модели показал, что гравитационное перераспределение фаз при кристаллизации расплава является весьма эффективным механизмом дифференциации даже при низких скоростях погружения кристаллов (т.е. при высокой вязкости расплавов, см. табл. 7) и весьма умеренной разнице скоростей погружения различных минералов. Однако в природе большинство, в том числе и весьма мощных, силлов являются недифференцированными или слабодифференцированными. Даже в дифференцированных долеритовых силлах степень разделе-

ния минералов, особенно пироксена и плагиоклаза, существенно меньше, чем в модельных телах, построенных без учета общей конвекции.

Таким образом, механизм гравитационного перераспределения фаз в кристаллизующемся расплаве, физически и физико-химически ясный и неизбежный, обеспечивает гораздо более контрастное разнообразие горных пород, чем наблюдаемое в отдельных силлах, и в проблеме дифференцированных силлов требует объяснения скорее не дифференцированность некоторых интрузивов, а слабое проявление дифференциации и ее практическое отсутствие в большинстве реальных объектов. Конвекционно-кумуляционная модель, согласно которой общая тепловая конвекция магмы является причиной, препятствующей дифференциации по седиментационному механизму, дает этому факту естественное объяснение.

Границы между слоями и горизонтами. Сопоставление характеристик границ между слоями и горизонтами дает еще одно свидетельство большей реальности конвекционно-кумуляционной модели по сравнению с седиментационной. В то время как в построенных на основе седиментационной модели интрузивах переход от одного горизонта к другому осуществляется скачкообразно за счет резкого изменения модалного состава, графики распределения содержания минералов по разрезу трапповых силлов обычно имеют вид плавных кривых. Иными словами, в природе слоистость имеет менее отчетливый, "размазанный", характер, свойственный и модельным интрузивам, построенным с учетом конвективного перемешивания расплава.

Совпадение по выделенным характеристикам строения реальных силлов с телами, сконструированными с помощью ЭВМ на основе конвекционно-кумуляционной модели, позволяет утверждать, что в той мере, в которой разобранные выше свойства отражают происхождение строения долеритовых силлов, ведущим фактором магматической эволюции при становлении интрузивных траппов является кристаллизационная дифференциация. Она реализуется путем гравитационного разделения в пространстве минералов и расплава на фоне тепловой конвекции магмы. Осаждение и разделение кристаллов в поле тяжести является причиной и механизмом формирования расслоенности интрузивных траппов, а конвективное перемешивание — тем процессом, который снижает потенциальную возможность разделения минералов.

Недостатком рассмотренных моделей является прежде всего упрощенный подход к описанию равновесий расплав—породообразующие минералы. Трехкомпонентное представление состава магматического расплава и игнорирование растворного характера минералов препятствуют количественной интерпретации всей совокупности петрохимических признаков строения реальных интрузивов. Поэтому следующие главы этой работы будут посвящены главным образом уточнению термодинамической части конвекционно-кумуляционной модели.

ТЕРМОДИНАМИКА РАВНОВЕСИЙ БАЗАЛЬТОВОГО РАСПЛАВА С ПОРОДОБРАЗУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ

В этой главе будут рассмотрены вопросы организации ЭВМ-программы решения задачи равновесия в многокомпонентной многофазной системе $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$ — примесные элементы и дан обзор экспериментальных данных по распределению компонентов между расплавом и минералами, на которых основывается работа программы решения задачи равновесия.

МЕТОД РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ РАВНОВЕСИЯ

Существует два подхода к построению ЭВМ-программ решения задачи термодинамического равновесия. Программы первого типа строятся как процедуры поиска минимума поверхности свободной энергии смеси на многограннике ограничений (условий баланса вещества). Программы второго типа реализуют численные схемы решения систем нелинейных алгебраических уравнений закона действующих масс, т.е. уравнений, определяющих положение минимума поверхности термодинамического потенциала. Первый подход предпочтителен по многим причинам — он использует наиболее систематично организованную информацию о термодинамических свойствах веществ, допускает применение высоко развитой теории выпуклого математического программирования, наконец, он обеспечивает максимальную универсальность ЭВМ-программ в смысле их применимости к самым разным химическим системам, способам задания внешних условий и диапазонам значений заданных параметров состояния. По этой причине подавляющее большинство разработанных к настоящему времени процедур решения задачи равновесия (см., напр.: [38]) построены как процедуры минимизации термодинамических потенциалов. Однако применение этого подхода к магматическим равновесиям встречает трудности, связанные с отсутствием достаточно полных и надежных данных по соотношениям между активностями и концентрациями компонентов в фазах переменного состава, прежде всего в магматическом расплаве, — без таких данных построить поверхность свободной энергии растворной системы невозможно. Впрочем, эта трудность не остановила Гиорсоу и Кармайкла [155, 156], которые описали базальтовый расплав моделью регулярных растворов и построили ЭВМ-программу решения задачи равновесия этого расплава с минералами по методу прямой минимизации свободной энергии.

Второй подход, т.е. построение ЭВМ-программ как процедур решения системы уравнений равновесия, при применении к магматическим смесям имеет то преимущество, что он позволяет использовать в качестве своей термодинамической основы данные не очень систематичные и полные. Это данные закалочных опытов по температурным зависимостям составов сосуществующих минералов и расплава, которые обычно в обобщенном виде представляются соотношениями типа

$$\ln f_m^P(x_m^P; x_1^I, x_2^I, \dots, x_k^I) = A_m^P/T - B_m^P \quad (5.1)$$

(p от 1 до P — номер минерала; m от 1 до M^p — номер минала; k от 1 до K — компоненты расплава), называемых в петрологической литературе геотермометрами. Полный набор геотермометров может рассматриваться как эмпирическая аппроксимация системы уравнений равновесия, решение которых и дает фазовый состав и состав всех фаз при заданных внешних условиях. Большая часть известных процедур моделирования равновесий с участием магматических расплавов [1, 4, 107, 108, 151, 209, 211] основаны на использовании данных такого типа. Однако построение алгоритма решения системы уравнений (5.1) встречает трудности, связанные с многофазностью магматогенных равновесий. Дело в том, что в многофазных смесях в общем случае равновесные ассоциации содержат далеко не все существующие в этих системах фазы. Отсутствие некоторых из потенциально возможных фаз в равновесной ассоциации формально выражается в том, что при заданных внешних условиях уравнения равновесия оказываются несовместимыми и попытка их численного решения неизбежно приведет к аварийному результату. Проблема заключается в следующем: для каждого набора заданных параметров состояния системы необходимо обеспечить выбор (предварительный или по ходу решения задачи) из переопределенной, содержащей больше уравнений, чем неизвестных, системы только тех уравнений, которые относятся к присутствующим в конечном равновесии фазам, — по существу, это проблема определения фазового состава равновесной ассоциации.

Построенная авторами [107, 108] процедура решения задачи равновесия базальтового расплава с породообразующими минералами по отношению к отмеченным двум типам является гибридной. Являясь, по существу, процедурой решения системы уравнений равновесия (5.1), она сохраняет черты процедуры минимизации свободной энергии, по ходу которой отбор фаз равновесной ассоциации происходит автоматически.

Основной принцип алгоритма работы этой процедуры удобно пояснить на примере простого частного случая, когда среди присутствующих в системе минералов нет твердых растворов, т.е. когда все P минералов имеют постоянный стехиометрический состав и образуются по реакциям вида:

$$\sum_{k=1}^K \nu_k^p L_k = M^p. \quad (5.2)$$

Здесь L_k (k от 1 до K) окисные компоненты расплава; ν_k^p — стехиометрические коэффициенты реакций образования минералов M^p . Условия равновесия твердых фаз с расплавом

$$K^p \prod_{k=1}^K a_k^{\nu_k^p} = 1, \quad (5.3)$$

где a_k — активности L_k в расплаве (a_k являются известными функциями концентраций L_k в расплаве x_k^l);

$$K^p = \exp(A^p/T - B^p). \quad (5.4)$$

Параметры A^p и B^p положительны, так как тепловые и энтропийные эффекты плавления всех минералов положительны, предположение о их независимости от температуры соответствует существующим уравнениям

равновесия минералообразующих реакций и не имеет принципиального значения с точки зрения общей организации расчетов.

Свободная энергия смеси расплава с кристаллами

$$G = \sum_{p=1}^P n^p \mu^p + \sum_{k=1}^K n_k^I \mu_k^I, \quad (5.5)$$

или с учетом сохранения количеств окисных компонентов системы

$$n_k = n_k^I + \sum_{p=1}^P \nu_k^p n^p, \quad (5.6)$$

$$G = \sum_{k=1}^K n_k \mu_k^I + \sum_{p=1}^P n^p \left(\mu^p - \sum_{k=1}^K \nu_k^p \mu_k^I \right). \quad (5.7)$$

Здесь μ^p и μ_k^I — соответственно химические потенциалы минералов и компонентов расплава; n^p и n_k^I — мольные количества минералов и компонентов расплава; n_k — заданные валовые мольные количества компонентов смеси.

Величины n^p могут принимать значения от 0 до $n_{\text{макс}}^p$, верхняя граница каждого из n^p определяется системой неравенств

$$n_k^I = n_k - \sum_{p=1}^P \nu_k^p n^p \geq 0, \quad (5.8)$$

т.е. условий неотрицательности величин n_k^I .

При заданной температуре и давлении поиск равновесных значений n^p сводится к минимизации G , т.е. к нахождению таких n^p , при которых либо $(\partial G / \partial n^p) = 0$, либо $(\partial G / \partial n^p) > 0$ при $n^p = 0$, либо $(\partial G / \partial n^p) < 0$ при $n^p = n_{\text{макс}}^p$. Приращение G при произвольном изменении n^p с учетом соотношения Гиббса—Дюгема можно записать как

$$dG = \sum_{p=1}^P (\mu^p - \sum_{k=1}^K \nu_k^p \mu_k^I) dn^p. \quad (5.9)$$

Теперь, связав свободную энергию каждой реакции с условиями ее равновесия:

$$\begin{aligned} \mu^p - \sum_{k=1}^K \nu_k^p \mu_k^I &= \left[\mu_k^{(0)} - \sum_{k=1}^K \nu_k^p \mu_k^{I(0)} \right] - RT \ln \prod_{k=1}^K a_k^{\nu_k^p} = \\ &= RT(T/T^p - 1) \end{aligned} \quad (5.10)$$

(здесь R — газовая постоянная; T — температура искомого равновесия, а T^p — те температуры, которые дает решение уравнения (5.3) при наличии прогнозных n^p относительно T), находим частные производные G по n^p :

$$\partial G / \partial n^p = RA^p (T/T^p - 1). \quad (5.11)$$

Из (5.11) видно, что $\partial G / \partial n^p$ положительна для минералов с $T^p < T$ и отрицательна для фаз с $T^p > T$. То, что все T^p для любого удовлетворяющего ограничениям баланса набора n^p могут быть рассчитаны с помощью со-

отношений (5.3) и (5.4):

$$T^P = A^P / (B^P - \sum_{k=1}^K \nu_k^P \ln a_k), \quad (5.12)$$

дает возможность построения множества алгоритмов поиска равновесия в многофазной системе при заданной температуре. Здесь важно, что соотношения (5.11) показывают, какие минералы надо плавить, а какие переводить в твердое состояние, чтобы приблизиться к равновесию исходя из произвольного прогнозного набора n^P .

В частности, он может выглядеть следующим образом.

1. Более или менее произвольный выбор (первый прогноз) значений величин n^1, \dots, n^P , естественно, при соблюдении условий $0 \leq n^P \leq n_{\text{макс}}^P$.

2. Номеру минерала p присваивается значение 1.

3. Расчет температуры равновесия с расплавом минерала p по формуле (5.12).

4. Проверка присутствия фазы p в ассоциации: если оказывается, что $T^P < T$ при $n^P = 0$, фаза p из рассмотрения выбрасывается (переход к п. 7).

5. Итерационным решением уравнения равновесия минерала p с расплавом, записанного относительно Δn^P :

$$\ln f^P(n^1, \dots, n^P, \Delta n^P) = A^P / T - B^P,$$

находится смещение степени протекания реакции образования минерала p , обеспечивающее выполнение условия $T^P = T$.

6. Уточнение прогноза n^P : $n^P + \Delta n^P \rightarrow n^P$, если новое значение $n^P < 0$, $0 \rightarrow n^P$ (минерал p полностью расплавился).

7. Переход к следующему минералу: $p + 1 \rightarrow p$ и проверка условия $p \leq P$. Если это условие выполнено, переход к п. 3.

8. Для всех рассчитанных T^P проверка выполнения условий: либо $|T^P - T| < \epsilon$, либо $T^P < T$ при $n^P = 0$. Если условия выполнены, расчет закончен, в противном случае — повторение всех расчетов, начиная с п. 2.

Легко видеть, что использующийся в этом алгоритме метод выбора равновесной ассоциации минералов является некоторой формализацией обычного способа применения для этой цели графических диаграмм состояния (рис. 29). Равновесие каждого минерала с расплавом характеризуется топологически поверхностью ликвидуса, которая в принципе определена для каждого минерала на всем множестве составов расплава. Последнее означает, что при заданном составе расплава каждую минеральную фазу можно характеризовать ее температурой ликвидуса T^P (p — номер минерала, от 1 до $P - T_A, T_B, T_C$ на рис. 29). Но стабильно равновесие с расплавом только для той фазы (или ассоциации), T^P которой максимальна (T_C см. рис. 29), — это и есть критерий выбора присутствующих в равновесии фаз.

Теперь рассмотрим более общий случай равновесия расплава с минералами—твердыми растворами в открытых по кислороду условиях. В этом случае ставится следующая задача равновесия. Известны значения давления (1 атм), температуры, летучести кислорода и мольные количества компонентов смеси n_k , k от 1 до K . Требуется определить равновесный фазовый состав этой смеси, т.е. мольные количества расплава n^i и минералов n^p , p от 1 до P , а также составы расплава x_k^i и минералов x_m^p .

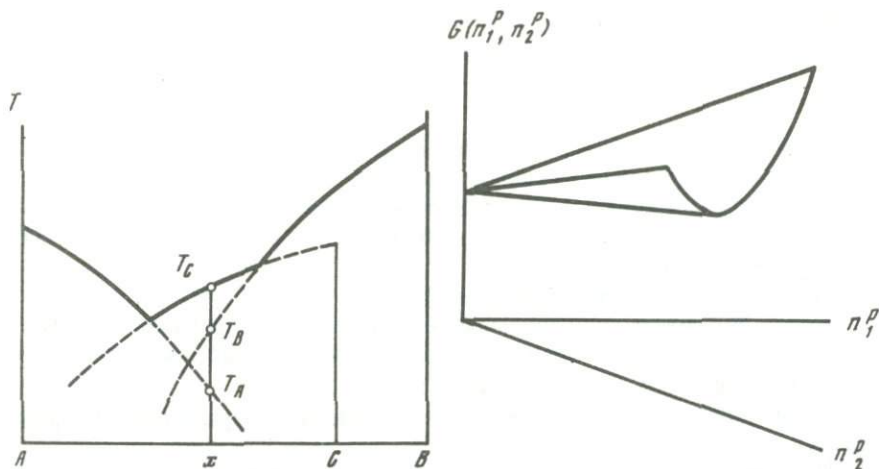


Рис. 29. Схема положения линий ликвидуса в зависимости от состава в псевдобинарной системе с перитектической и эвтектической точками

Рис. 30. Схема поверхности свободной энергии в окрестности угловой точки

Чтобы учесть условие открытости системы по кислороду, будем считать, что она включает в себя резервуар, в котором химический потенциал кислорода равен $\mu_{\text{O}_2}^r$, а его мольное количество $n_{\text{O}_2}^r$ намного превышает все n_k . Тогда связанное с внутренними степенями свободы приращение свободной энергии смеси можно записать как

$$dG = dG^I + \sum_{p=1}^P dG^P + dG^r, \quad dG^I = \sum_{k=1}^K \mu_k^I dn_k^I, \quad (5.13)$$

$$dG^P = \sum_{m=1}^{M^P} \mu_m^P dn_m^P, \quad dG^r = \mu_{\text{O}_2}^r dn_{\text{O}_2}^r,$$

где n_m^P — мольные количества минералов, связанные с составами минералов очевидными соотношениями

$$n_m^P = x_m^P n^P.$$

Приращения dn_k^I и dn_m^P связаны друг с другом стехиометрией протекающих в системе реакций:

$$\sum_{k=1}^K \nu_{km}^P L_k = M_m^P, \\ \text{FeO}^I + 1/4 \text{O}_2^r = \text{FeO}_{1,5}^I, \quad (5.14)$$

и условиями сохранения:

$$dn_k = dn_k^I + \sum_{p=1}^P \sum_{m=1}^{M^P} \nu_{km}^P dn_m^P, \quad (5.15)$$

$$dn_k = 0 \quad \text{при } k \neq \text{FeO}, \text{FeO}_{1,5},$$

$$dn_{\text{FeO}} + dn_{\text{FeO}_{1,s}} = 0,$$

$$dn_{\text{O}_2}^r = -1/4 dn_{\text{FeO}_{1,s}}^r,$$

С учетом этих условий (5.13) нетрудно привести к виду

$$dG = (\mu_{\text{FeO}_{1,s}}^l - \mu_{\text{FeO}}^l - 1/4 \mu_{\text{O}_2}^r) dn_{\text{FeO}_{1,s}}^l + \sum_{p=1}^P \sum_{m=1}^{M^p} (\mu_m^p - \sum_{k=1}^K \nu_{km}^p \mu_k^l), \quad (5.16)$$

или, точно так же как в случае преобразования соотношения (5.7) в (5.11):

$$dG = R[A^r(T/T^r - 1) dn_{\text{FeO}_{1,s}}^l + \sum_{p=1}^P \sum_{m=1}^{M^p} A_m^p(T/T_m^p - 1) dn_m^p], \quad (5.17)$$

где A_m^p — параметры геотермометров (5.1), а в качестве A^r может использоваться соответствующий параметр известного соотношения Сэка и др. [221], связывающего отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в базальтовом расплаве с его температурой, составом и легучестью кислорода (см. также: [184, 219]).

Выражение (5.17) позволяет применять для решения задачи равновесия модификацию алгоритма, рассмотренного выше применительно к упрощенной системе. Необходимость модификации этого алгоритма связана с двумя осложнениями, обусловленными растворным характером минералов.

Первое возникает при необходимости расчета температур равновесия с расплавом миналов тех минералов, количества которых в прогнозном состоянии оказались нулевыми. В этом случае прямое решение соответствующего уравнения из системы (5.1) относительно T_m^p оказывается невозможным по причине неопределенности состава минерала. Решается эта проблема следующим образом [4, 107]. Из системы (5.1) выбираются уравнения, относящиеся к миналам отсутствующего минерала (обозначим его p'), и решаются относительно $x_m^{p'}$, т.е. записываются в виде

$$x_m^{p'} = \tilde{f}_m^{p'}(x_1^l, \dots, x_K^l, T). \quad (5.18)$$

Суммирование (5.18) по m дает уравнение

$$\sum_{m=1}^{M^{p'}} \tilde{f}_m^{p'}(x_1^l, \dots, x_K^l, T) = 1, \quad (5.19)$$

не содержащее $x_m^{p'}$. Его решение относительно T и определяет температуру равновесия всех миналов отсутствующего в промежуточном состоянии минерала с расплавом. Подстановка этого решения в (5.18) дает одновременно и состав этого минерала.

Второе осложнение связано с тем, что свободная энергия смеси при нулевом содержании какой-либо фазы раствора имеет особенность типа угловой точки ([107], рис. 30). Эта особенность делает процесс последовательного уравнивания с расплавом отдельных миналов минерала —

твердого раствора рискованным. При низком содержании этого минерала в ассоциации по ходу уточнений легко может возникнуть промежуточное состояние, в котором плавящийся минерал будет лишен одного из своих минералов. На следующей итерации температура равновесия исчезнувшего минерала с расплавом станет бесконечной, что приведет к аварийному прекращению расчетов.

Эта трудность преодолевается путем разделения процедуры уравнивания каждого минерала с расплавом на две стадии — сначала выравнивание температур равновесия всех минералов данного минерала с расплавом путем проведения обменных реакций

$$M_m^p + \sum_{k=1}^K \nu_{km}^p L_k = M_{m'}^p + \sum_{k=1}^K \nu_{km'}^p L_k,$$

затем уравнивание всего минерала с расплавом с помощью реакции его плавления-кристаллизации как целого.

Компоненты магматического расплава естественным образом разделяются на петрогенные и примесные. Концентрации примесных компонентов во всех фазах всегда остаются малыми и не оказывают существенного влияния на ликвидусные температуры минералов. Поэтому задача расчета их распределения по фазам отделяется от рассмотренной выше задачи равновесия. Термодинамической характеристикой поведения примесных элементов являются их коэффициенты распределения между расплавом и минералами:

$$K_{c,i}^p = c_i^p / c_i^l, \quad (5.20)$$

здесь i — номер примесного элемента; c_i^p и c_i^l — его весовые концентрации в минерале p и расплаве l . Обычно $K_{c,i}^p$ считаются постоянными, но, вообще говоря, они могут зависеть от температуры и составов фаз.

После решения задачи равновесия, т.е. определения равновесного фазового состава расплавно-кристаллической смеси и содержаний главных компонентов во всех фазах, концентрации примесных элементов в них рассчитываются очевидным образом [166]:

$$c_i^l = c_i^0 (n^l m^l + \sum_{p=1}^P n^p m^p) / (n^l m^l + \sum_{p=1}^P K_{c,i}^p n^p m^p), \quad (5.21)$$

$$c_i^p = K_{c,i}^p c_i^l,$$

где c_i^0 — валовое содержание примеси в системе; m^l и m^p — молекулярные веса расплава и твердых фаз.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛАВНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ ПОРОДОБРАЗУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ И РАСПЛАВОМ

В основе современных количественных моделей кристаллизации силикатных магм лежат результаты обобщения экспериментальных данных о составах породообразующих минералов и расплавов, сосуществующих в условиях заданных температур и давлений. Эти данные получены различными авторами путем проведения закалочных опытов с синтетиче-

скими и природными образцами и последующего микронзондового анализа кристаллических фаз и стекол. Общепринятой формой обобщения этих результатов является расчет температурных зависимостей коэффициентов распределения главных и примесных элементов между минералами и расплавом или констант равновесия минералообразующих реакций (в петрологической литературе подобные зависимости получили название геотермометров). Наиболее полная информация такого рода накоплена при исследовании сухих базальтовых систем в условиях низких давлений. Ниже будут рассмотрены основные способы описания распределения элементов между твердой фазой и расплавом, приведены наиболее часто используемые геотермометры и проанализированы условия их применения.

Геотермометры оливин–расплав

Начало систематическим экспериментальным исследованиям распределения элементов между *OI* и базальтовым расплавом положила известная работа Редера и Эмсли [218]. При обработке результатов 27 закалочных опытов на образцах оливиновых и щелочных базальтов Гавайских островов ими было показано, что в диапазоне температур $1150\text{--}1300^\circ\text{C}$ $10^{-1.2} < f_{\text{O}_2} < 10^{-0.7}$ атм соотношения между логарифмами молекулярных коэффициентов распределения K_{MgO}^{OI} и K_{FeO}^{OI} для пары оливин–расплав и обратной температурой хорошо аппроксимируются линейными зависимостями

$$\lg K_{\text{MgO}}^{OI} = 3740/T - 1,87, \quad (5.22)$$

$$\lg K_{\text{FeO}}^{OI} = 3911/T - 2,50. \quad (5.23)$$

В более поздней работе Редера [217] было проведено 19 дополнительных экспериментов при $f_{\text{O}_2} \leq 10^{-1.2}$ атм, том же диапазоне температур, но на образцах базальтов из других регионов. При обработке новых данных совместно с полученными в работе [218] были предложены геотермометры

$$\lg K_{\text{MgO}}^{OI} = 3480/T - 1,70, \quad (5.24)$$

$$\lg K_{\text{FeO}}^{OI} = 3740/T - 2,38, \quad (5.25)$$

справедливые для более широкого диапазона составов, хотя и меньшей точности по сравнению с (5.22) и (5.23).

Лонги и др. [192] провели 62 эксперимента в сильно восстановительных условиях на образцах лунных базальтов при температурах $1100\text{--}1330^\circ\text{C}$. В результате обработки этих данных по методу Редера и Эмсли были получены две пары температурных зависимостей — для низкотитанистых:

$$\lg K_{\text{MgO}}^{OI} = 2798/T - 1,33, \quad (5.26)$$

$$\lg K_{\text{FeO}}^{OI} = 2841/T - 1,84 \quad (5.27)$$

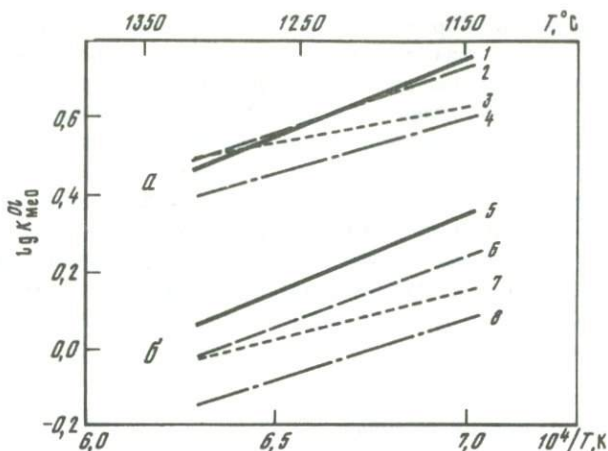


Рис. 31. Зависимость $\lg K_{\text{MgO}}^{\text{OI}}$ (а) и $\lg K_{\text{FeO}}^{\text{OI}}$ (б) от обратной температуры

1, 5 — по: [218]; 2, 6 — по: [217]; 3, 4, 7, 8 — по: [192]. Коэффициенты корреляции: земные базальты: $r_1 = 0,965$; $r_2 = 0,880$; $r_6 = 0,800$; $r_8 = 0,830$; лунные низкотитанистые базальты: $r_3 = 0,976$; $r_7 = 0,979$; лунные высокотитанистые базальты: $r_4 = 0,981$; $r_5 = 0,966$

и высокотитанистых лунных базальтов:

$$\lg K_{\text{MgO}}^{\text{OI}} = 2955/T - 1,48, \quad (5.28)$$

$$\lg K_{\text{FeO}}^{\text{OI}} = 3131/T - 2,12. \quad (5.29)$$

Несмотря на единую форму обработки экспериментальных данных геотермометры (5.26)–(5.29) для одних и тех же компонентов систематически отличаются как друг от друга, так и от соотношений (5.22)–(5.25) (рис. 31). Термодинамическое рассмотрение этого вопроса привело к выводу, что подобные различия обусловлены сильной зависимостью коэффициентов распределения от состава расплава и прежде всего от активности SiO_2 [192].

Реакции кристаллизации компонентов твердых растворов оливинов можно представить в виде



где Me — символ двухвалентных элементов (Mg, Fe, Mn и др.). Константа равновесия реакции (5.30) не зависит от активностей выбранных компонентов и при постоянном давлении является функцией температуры:

$$K_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{OI}} = a_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{OI}} / a_{\text{MeO}}^I (a_{\text{SiO}_2}^I)^{1/2} = \exp(-\Delta G_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{кр}} / RT). \quad (5.31)$$

Здесь $\Delta G_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{кр}}$ характеризует изменение свободной энергии при переносе одного моля $\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2$ из расплава в кристалл при заданных темпе-

ратуре и составе (в стандартных условиях). По определению

$$\Delta G_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{кр}} = -\Delta G_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}} = -\Delta H_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}} + T\Delta S_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}}, \quad (5.32)$$

где $\Delta H_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}}$ и $\Delta S_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}}$ — энтальпия и энтропия плавления чистого $\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2$ в стандартных условиях. Положив

$$a_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{Ol}} = x_{\text{Me}_2\text{SiO}_4}^{\text{Ol}} = x_{\text{MeO}}^{\text{Ol}}/0,667 \quad (5.33)$$

$$a_{\text{MeO}}^{\text{I}} = x_{\text{MeO}}^{\text{I}} \gamma_{\text{MeO}}^{\text{I}}, \quad a_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} = x_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} \gamma_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} \quad (5.34)$$

(x — молекулярные концентрации компонентов в оливине и расплаве; γ — коэффициенты активности), из (5.31) — (5.34) получаем

$$\ln(x_{\text{MeO}}^{\text{Ol}}/x_{\text{MeO}}^{\text{I}}) = \ln K_{\text{MeO}}^{\text{Ol}} = \Delta H_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}}/RT - \Delta S_{\text{MeSi}_{0,5}\text{O}_2}^{\text{пл}}/R + 0,5 \ln x_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} + \ln 0,667 \gamma_{\text{MeO}}^{\text{I}} (\gamma_{\text{SiO}_2}^{\text{I}})^{1/2}. \quad (5.35)$$

Уравнение (5.35) показывает, что молекулярные коэффициенты распределения $K_{\text{MeO}}^{\text{Ol}}$ зависят не только от температуры, но и от состава расплава. В рассчитанных по методу наименьших квадратов зависимостях (5.22) — (5.29) влияние последнего фактора учитывается среднестатистически как обобщенный вклад вариаций состава в параметры уравнений регрессии. По этой причине область применимости данных геотермометров следует ограничить довольно узким диапазоном составов, близких к составам экспериментально изученных образцов.

Форд и др. [152] предприняли попытку более последовательно учесть влияние интенсивных параметров на коэффициенты распределения двухвалентных элементов между *Ol* и расплавом. Данные авторы обработали результаты 747 закалочных опытов на природных (земных и лунных) и синтетических образцах. Эти эксперименты охватывают диапазон температур 1074–1600°C и давлений 0–25 кбар. Используя для расчета концентрации Fe^{2+} и Fe^{3+} в расплавах известное соотношение Сэка и др. [221]:

$$\begin{aligned} \ln(x_{\text{Fe}_2\text{O}_3}^{\text{I}}/x_{\text{FeO}}^{\text{I}}) = & 0,2181 \ln f_{\text{O}_2} + 13185/T - 4,4993 - \\ & - 2,1504 x_{\text{SiO}_2}^{\text{I}} - 8,3516 x_{\text{Al}_2\text{O}_3}^{\text{I}} - 4,4951 x_{\text{FeO}_{\text{общ}}}^{\text{I}} - \\ & - 5,4364 x_{\text{MgO}}^{\text{I}} + 0,0731 x_{\text{CaO}}^{\text{I}} + 3,5415 x_{\text{Na}_2\text{O}}^{\text{I}} + 4,1869 x_{\text{K}_2\text{O}}^{\text{I}} \end{aligned} \quad (5.36)$$

(здесь концентрации окислов выражены в мольных долях) Форд и др. получили эмпирические зависимости для Mg, Fe^{2+} , Ca и Mn:

$$\begin{aligned} \ln(x_{\text{Me}}^{\text{Ol}}/x_{\text{Me}}^{\text{I}}) = & c_0 + c_1/T + c_2(P-1)/T + \\ & + c_3 \ln \left[1,5 \left(\sum_{k_{\text{Me}}=1}^6 x_{k_{\text{Me}}}^{\text{I}} \right) \right] + c_4 \ln(3x_{\text{Si}}^{\text{I}}) + \sum_{k_j=1}^5 c_{k_j} \ln(1-x_{k_j}^{\text{I}}). \end{aligned} \quad (5.37)$$

В (5.37) все концентрации x выражены в ионных долях; k_{Me} — индекс двухвалентных катионов Mg, Fe^{2+} , Ca, Mn, Cr^{2+} и Ni; k_j — Al, Fe^{3+} , Ca, Na + K и Ti; P — давление; c — регрессионные коэффициенты. Соотношения

(5.37) для Mg и Fe²⁺ было предложено использовать для термометрии "замороженных" равновесий в базальтах и расчета поверхностей насыщения силикатных магм оливином. Однако при этом авторы [152] не конкретизировали возможные максимальные отклонения расчетных температур от экспериментальных в зависимости от составов, отмечая лишь что в большинстве случаев они не превышают 10°С.

Нильсен и Дунган [211] при построении оливиновых геотермометров использовали результаты экспериментов в условиях низкой и близкой буфере Fe-FeO фугитивности кислорода, полагая, что полученные таким образом зависимости при наличии соотношений типа (5.36) позволят достаточно точно описывать кристаллизацию *OI* с учетом окислительно-восстановительных равновесий в расплавах. Для расчета активностей компонентов расплава они использовали соотношения

$$a_{\text{MeO}}^I = x_{\text{MeO}}^{I(NM)}, \quad a_{\text{SiO}_2}^I = x_{\text{SiO}_2}^{I(NF)}, \quad (5.38)$$

где

$$x_{\text{MeO}}^{I(NM)} = n_{\text{Me}}^I / (n_{\text{Fe}}^I + n_{\text{Mg}}^I + n_{\text{Mn}}^I + n_{\text{Ca}}^I + n_{\text{Ti}}^I + n_{\text{Al}}^I - n_{\text{Na}}^I - n_{\text{K}}^I), \quad (5.39)$$

$$x_{\text{SiO}_2}^{I(NF)} = n_{\text{Si}}^I / (n_{\text{Si}}^I + n_{\text{Na}}^I + n_{\text{K}}^I). \quad (5.40)$$

Уравнения (5.38)–(5.40) основаны на представлении силикатного расплава в виде системы, состоящей из полимеризованных (SiO₂, NaAlO₂, KAlO₂) и неполимеризованных (TiO₂, AlO_{1,5}, MgO и т.д.) компонентов, смешивающихся идеально в двух независимых подрешетках. Подобный подход оказался ранее успешным при описании равновесий пироксен-расплав [210], и его применимость подтверждает проведенная Нильсеном и Дунганом совместная обработка данных Редера [217] и Лонги с соавт. [192]. На основании соотношений (5.31), (5.33), (5.38)–(5.40) удалось описать едиными зависимостями результаты 52 экспериментов на земных и низкотитанистых лунных базальтах в условиях $f_{\text{O}_2} \leq 10^{-12}$ атм:

$$\ln K_{Fo}^{OI} = 6700/T - 3,73, \quad (5.41)$$

$$\ln K_{Fa}^{OI} = 6874/T - 4,97, \quad (5.42)$$

хотя по-прежнему с некоторым систематическим сдвигом между данными, полученными на земных и лунных образцах. Используя соотношения (5.41) и (5.42), Нильсен и Дунган рассчитали температуры равновесия с расплавом для 51 оливинсодержащей фазовой ассоциации, установленной в экспериментах с земными базальтами. При этом стандартное отклонение рассчитанных температур от экспериментальных составило 15°С [211].

В результате обобщения данных 197 экспериментов на природных и синтетических системах Глазнер [157] предложил два новых геотермометра *Fo*-расплав и *Fa*-расплав. В их основе лежит аппроксимация активностей миналов в расплаве зависимостями вида

$$a_{Fo(Fa)}^I = \exp\left(\sum_{j=1}^J d_j x_j^I\right), \quad (5.43)$$

где x_j^I – параметры состава, отвечающие мольным долям или произведениям мольных долей окислов; *J* – число параметров; d_j – регрессионные

коэффициенты. Используя геотермометр $Fo - l$, Глазнеру удалось расчетным путем воспроизвести экспериментальные температуры равновесия для 197 пар оливин-расплав, в 95% случаев с точностью не ниже 20°C (стандартное отклонение составило $10,5^\circ\text{C}$). Точность фаялитового геотермометра в работе [157] не обсуждается, но следует иметь в виду, что при его разработке не учитывалось разделение железа в расплаве на закисную и окисную формы.

Используя подход Нильсена и Дунгана [211], мы провели обработку результатов экспериментов на образцах земных пород основного состава. Эти образцы представлены щелочными и субщелочными базальтами [217], абиссальными толеитами [238], известково-щелочными лавами [162] и пироксен-лорфировыми базальтами срединных хребтов [161]. Из 94 имеющихся в этих работах микронзондовых анализов стекол, закаленных с кристаллами оливина, нами были выбраны составы, попадающие в интервал содержаний SiO_2 от 45 до 60 мас.% при содержании щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} \leq 4$ мас.%. Используя уравнение (5.36), при оценке соотношений в закалочных стеклах Fe^{2+} и Fe^{3+} для полученной выборки анализов были рассчитаны коэффициенты сокристаллизации

$$K_{D, \text{Fe}/\text{Mg}}^{Ol} = (x_{\text{Fe}}^{Ol}/x_{\text{Mg}}^{Ol}) / (x_{\text{Fe}^{2+}}^l/x_{\text{Mg}}^l). \quad (5.44)$$

На основании этих коэффициентов (среднее значение $K_{D, \text{Fe}/\text{Mg}}^{Ol} = 0,33$, $\sigma = 0,02$) из рассмотрения были исключены как "предположительно неравновесные" пары анализов, для которых не выполнялось условие $0,30 \leq K_{D, \text{Fe}/\text{Mg}}^{Ol} \leq 0,36$. В конечном итоге была отобрана 71 пара анализов, характеризующих равновесие Ol -расплав при атмосферном давлении, в диапазоне температур $1072-1306^\circ\text{C}$ и $10^{-14} < f_{\text{O}_2} < 10^{-8}$ атм. За исключением работы [217], все эти эксперименты выполнены бесконтейнерным методом петли. Длительность плавок для 83% экспериментов составляла не менее 70 ч. В результате обработки этих данных методом наименьших квадратов были получены зависимости (r — коэффициент корреляции):

$$\ln K_{Fo}^{Ol} = 5151/T - 2,30 \quad (r = 0,940), \quad (5.45)$$

$$\ln K_{Fa}^{Ol} = 6346/T - 4,24 \quad (r = 0,966). \quad (5.46)$$

Несмотря на наличие сильной корреляционной связи между $\ln K_{Fo(Fa)}^{Ol}$ и обратной температурой в (5.45) и (5.46), было установлено, что при таком способе обработки значения $\ln K_{Fo(Fa)}^{Ol}$, характеризующие равновесие с оливином более глиноземистых расплавов, оказываются, как правило, выше регрессионных линий, а для менее глиноземистых расплавов — ниже. Чтобы уменьшить влияние состава на расчетные температурные зависимости, по методу наименьших квадратов были обработаны серии значений $\ln [K_{Fo(Fa)}^{Ol} / (\text{Al}/\text{Si})^\alpha]$ и $1/T$, где Al/Si — соотношение данных катионов в расплаве; α — варьируемый от серии к серии параметр. В конечном итоге удалось подобрать значение $\alpha = 0,25$, максимально повышающее соответствующие корреляционные связи:

$$\ln [K_{Fo}^{Ol} / (\text{Al}/\text{Si})^{0,25}] = 5945/T - 2,56 \quad (r = 0,960), \quad (5.47)$$

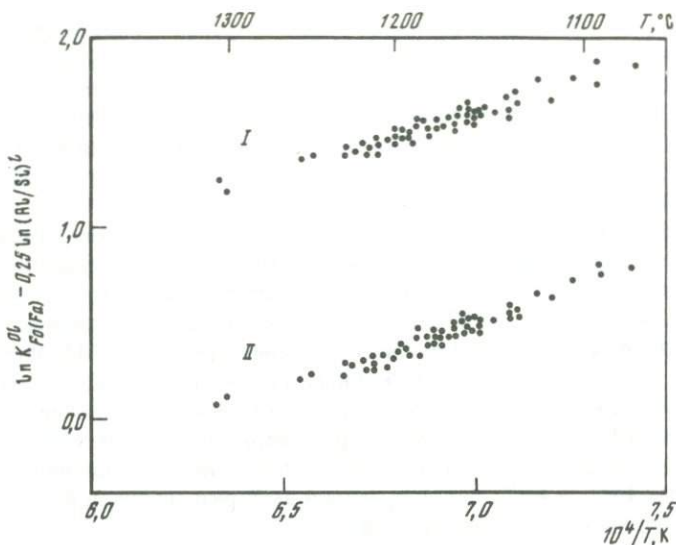


Рис. 32. Зависимость $\ln K_{Fa}^{O1} - 0,25 \ln (Al/Si)^1$ от обратной температуры в изученной выборке составов ($n = 71$),
 I — для реакции $MgO^I + 0,5SiO_2^I = MgSi_{0,5}O_2^{O1}$, II — для реакции $FeO^I + 0,5SiO_2^I = FeSi_{0,5}O_2^{O1}$

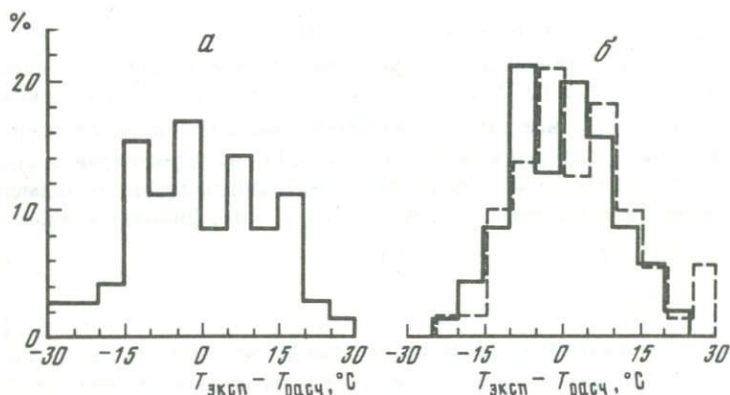


Рис. 33. Гистограммы различий экспериментальных и расчетных температур равновесия оливин—расплав в изученной выборке составов ($n = 71$)
 Расчеты по уравнениям: а — (5.45), (5.46); б — (5.47), (5.48); штриховая линия — (5.37) [152]

$$\ln [K_{Fa}^{O1} / (Al/Si)^{0,25}] = 7139/T - 4,50 \quad (r = 0,967). \quad (5.48)$$

Результаты этой обработки приведены на рис. 32. Используя уравнения (5.45), (5.46), (5.47) и (5.48), по методу, описанному в [4], можно рассчитать момент насыщения базальтовых расплавов оливином. На рис. 33 показаны гистограммы различий между экспериментальными (в изученной выборке составов) и рассчитанными по уравнениям (5.45), (5.46) и (5.47),

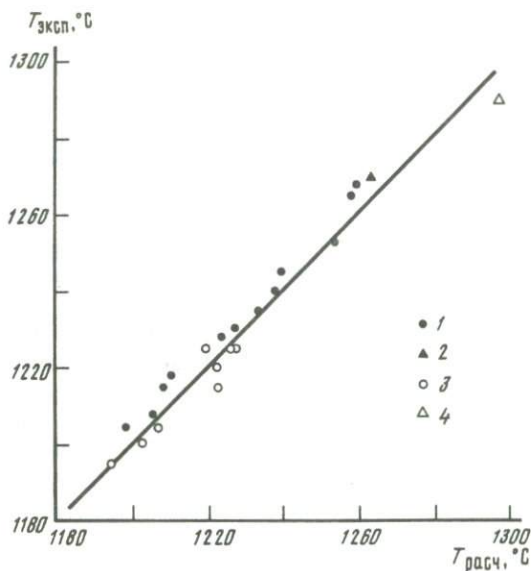


Рис. 34. Сравнение экспериментальных и расчетных температур кристаллизации оливины из базальтовых расплавов

1 — данные экспериментов по равновесному плавлению образца магнезиального толеитового базальта [127]; данные гомогенизации расплавных включений в оливинах: 2 — по: [23]; 3 — по: [227]; 4 — по: [24]

(5.48) температурами равновесия Ol -расплав. Они свидетельствуют о том, что соотношения (5.47), (5.48) значительно точнее предсказывают температуру насыщения базальтовых расплавов оливином и позволяют воспроизвести экспериментальные данные в 68% случаев с точностью не ниже $\pm 10^\circ\text{C}$. При этом отклонения рассчитанных составов Ol от экспериментальных не превышают 2,3 мол.% миналов, составляя в среднем 0,8 мол.%. На этом рисунке приведены также результаты расчетов по уравнениям Форда и др. [152]. В изученной нами выборке составов ($n = 71$) они воспроизводят экспериментальные температуры равновесия Ol -расплав почти так же, как и при помощи соотношений (5.47), (5.48), — в 65% случаев с точностью не ниже $\pm 10^\circ\text{C}$, хотя систематически (в среднем на 24°C) занижают эти температуры для восьми составов Редера [217]. При расчетах температур кристаллизации Ol в базальтовой области составов при атмосферном давлении мы использовали соотношения (5.47), (5.48), которые без ущерба для точности расчетов упрощены по форме. Точность геотермометров (5.47), (5.48) была также оценена по независимым экспериментальным данным [127] и результатам исследований расплавных включений в Ol [23, 24, 227]. Как видно из рис. 34, расчетные температуры отличаются от экспериментальных не более чем на 10°C .

Геотермометры плагиоклаз—расплав

Экспериментальное исследование и термодинамический анализ распределения главных элементов между *Pl* и силикатным расплавом впервые выполнил Дрейк [141]. Эксперименты проводились при атмосферном давлении в диапазоне температур 1095–1400°С. Фугитивность кислорода не контролировалась. Продолжительность плавков составляла не менее недели, что позволяло получать довольно однородные по составу кристаллы (колебания содержания *An* в *Pl* для каждого опыта не превышали 3 мол.%). Составы исходных смесей варьировали приблизительно от базальтов до риолитов.

При термодинамическом описании полученных данных (55 пар микронзондовых анализов сосуществующих фаз) Дрейк исследовал две модели строения силикатной жидкости: идеальную окисную и модифицированный вариант модели Боттинга и Уэйла [132]. В результате было установлено, что зависимость логарифма константы равновесия реакции кристаллизации анортита от $1/T$ аппроксимируется линейной функцией гораздо лучше, если активности компонентов расплава представляются в виде мольных долей соответствующих окислов:

$$\ln K_{An}^{Pl} = \ln a_{An}^{Pl} / a_{CaO}^I (a_{AlO_{1,5}}^I)^2 (a_{SiO_2}^I)^2 = 12900/T - 1,89, \quad (5.49)$$

где $a_{An}^{Pl} = x_{An}^{Pl}$; $a_k^I = x_k^I$ ($k = SiO_2, TiO_2, AlO_{1,5}, FeO_{общ}, MgO, CaO, NaO_{0,5}, K_{0,5}$). Кристаллизация альбита, наоборот, лучше описывалась при аппроксимации активностей плагиоклазовых составляющих расплава мольными концентрациями "сеткообразователей":

$$\ln K_{Ab}^{Pl} = \ln a_{Ab}^{Pl} / a_{NaAlO_2}^I (a_{SiO_2}^I)^3 = 6100/T - 2,29, \quad (5.50)$$

где $a_{Ab}^{Pl} = x_{Ab}^{Pl}$; $a_k^I = x_k^{I(NF)}$ ($k = SiO_2, NaAlO_2, KAlO_2, CaAl_2O_4$).

Нильсен и Дунган [211] обработали данные Дрейка [141] совместно с результатами других исследователей [127, 162, 171], причем при описании равновесий *Pl*—расплав они использовали ту же двухпозиционную модель силикатной жидкости, что и в случае оливина:

$$\ln K_{An}^{Pl} = \ln a_{An}^{Pl} / a_{CaO}^I (a_{AlO_{1,5}}^I)^2 (a_{SiO_2}^I)^2 = 16667/T - 9,32, \quad (5.51)$$

$$\ln K_{Ab}^{Pl} = \ln a_{Ab}^{Pl} / a_{NaAlO_2}^I (a_{SiO_2}^I)^3 = 9031/T - 6,25, \quad (5.52)$$

где $a_{An(Ab)}^{Pl} = x_{An(Ab)}^{Pl}$; a_k^I рассчитывались в соответствии с (5.38)–(5.40).

Попытки построения геотермометров *Pl*—расплав предпринимались также другими исследователями [157, 226]. Однако сравнительный анализ точности расчета температур кристаллизации плагиоклаза при использовании различных геотермометров [141, 157, 211, 226] не проводился. Исходя из опыта практического приложения соотношений (5.49), (5.50) [108] и (5.51), (5.52) [211], а также данных работ [157, 226] можно сделать вывод, что точность предложенных плагиоклазовых геотермометров примерно одинакова и отклонения расчетных температур кристаллизации *Pl* от экспериментальных при их использовании обычно не превышают 20°С [1].

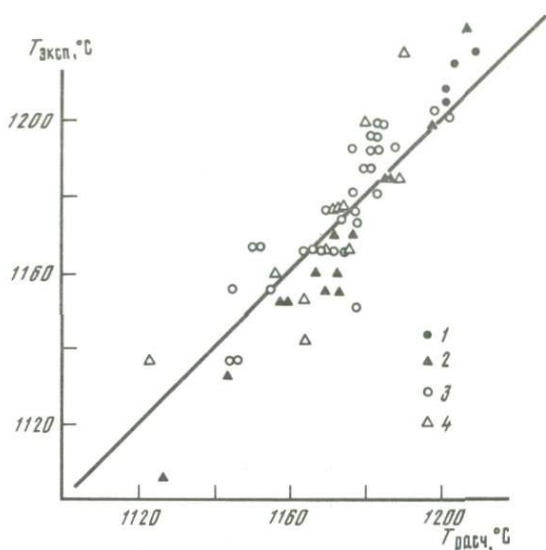


Рис. 35. Сравнение экспериментальных и расчетных температур кристаллизации плагиоклаза из расплавов (SiO_2 — 49–55 мас.%)

1 — по: [127]; 2 — по: [162]; 3 — по: [238]; 4 — по: [161]

Мы исследовали точность расчета температур насыщения базальтовых расплавов плагиоклазом на основании соотношений (5.49), (5.50), сравнивая результаты расчетов с данными независимых экспериментов [127, 161, 162, 238]. При этом установлено, что геотермометры (5.49), (5.50) с хорошей точностью “работают” в диапазоне содержаний SiO_2 примерно от 49 до 55 мас.% (рис. 35). Хотя в отдельных случаях отклонения расчетных температур от экспериментальных достигают 25°C , в среднем для исследованной выборки составов ($n = 61$) они составляют $8,8^\circ\text{C}$. В случае когда содержание SiO_2 в жидкости ниже 49 мас.%, расчетные температуры кристаллизации Pl нередко на $20\text{--}30^\circ\text{C}$ ниже экспериментальных. Для жидкостей с содержанием SiO_2 от 55 до 65 мас.% расчетные температуры равновесия Pl –расплав на $20\text{--}50^\circ\text{C}$ выше экспериментальных (установлено при сравнении с данными работы [162]).

Геотермометры пироксен–расплав

До последнего времени практически отсутствовали качественные экспериментальные данные о распределении петрогенных элементов между пироксеном и базальтовым расплавом. Основная причина этого заключается в том, что в природных базальтовых системах при атмосферном давлении пироксены появляются на ликвидусе, как правило, позже Ol и Pl , в результате чего возникают трудности в достижении равновесного распределения элементов между фазами. Нильсен и Дрейк [210] систематизировали имеющиеся по этому вопросу экспериментальные данные. В результате этой работы была получена выборка химических анализов для 63 пар сосуществующих пироксенов и расплавов при температурах 1108--

1320°C в диапазоне f_{O_2} примерно от 10^{-8} до 10^{-14} атм. Составы исходных для этих опытов смесей варьируют в широких пределах — от низкожелезистых с сильно колеблющимися содержаниями щелочей и Al_2O_3 до высокожелезистых и низкощелочных лунных базальтов. Имеющиеся данные Нильсен и Дрейк разделили на две группы: одна объединяет 32 пары анализов сосуществующих высококальциевых пироксенов (авгитов) и расплавов, вторая — 31 пару анализов низкокальциевых пироксенов (ортопироксенов и пижонитов) и расплавов. Термодинамическая обработка этих данных проводилась отдельно для каждой из выделенных групп, без разделения железа в расплаве на закисную и окисную формы. Авторы в основном рассматривали реакции вида



где Me — Mg, Fe, Ca, а также обменные равновесия типа



используя при расчетах соответствующих констант равновесия различные модели активности компонентов расплава и твердых фаз. В качестве оптимальной для термодинамического описания модели силикатной жидкости в конечном итоге была принята обсуждавшаяся выше модель двухпозиционного смещения полимеризованных и неполимеризованных компонентов (5.38)–(5.40). Различия в моделях смещения компонентов пироксеновых твердых растворов с точки зрения точности предлагаемых геотермометров оказались незначимы [210].

Полученные Нильсеном и Дрейком зависимости $\ln K_{En}^{Px}(F_s, W_o)$ от $1/T$ для реакций вида (5.53) при $m = 1$ были использованы нами при разработке первых вариантов численной модели кристаллизации основных магм [4, 108]. Результаты сравнения экспериментальных и расчетных траекторий кристаллизации показали, что при использовании соотношений Нильсена и Дрейка [210] порядок появления пироксенов на ликвидусе предсказывается, как правило, верно, но температуры начала их кристаллизации часто оказываются на 15–20°C занижены [108] (см. рис. 1). Проведение новых экспериментальных исследований в период с 1979 по 1983 г. [161, 162, 238] создало основу для уточнения пироксеновых геотермометров, в частности, применительно к земным базальтовым системам. Здесь следует особо отметить работы Гроува с соавт. [161, 162]. Продолжительность экспериментальных плавок в области низкотемпературных многофазовых равновесий составляла у этих исследователей от 100 до 600 ч, и полученные ими данные можно рассматривать как наиболее близко характеризующие равновесное распределение элементов между фазами.

В работах [161, 162, 238] приводятся химические анализы 33 авгитов, 18 пижонитов и сосуществующих с ними закалочных стекол. Составы этих фаз характеризуют равновесие Px –расплав в диапазоне f_{O_2} от $10^{-8,6}$ до $10^{-10,3}$ атм. Приступая к термодинамической обработке данных по авгитам, мы исключили из рассмотрения восемь пар анализов со-

Т а б л и ц а 9. Термодинамические характеристики распределения петрогенных элементов между пироксенами и базальтовым расплавом

Элемент	Компонент твердо-го рас-твора <i>m</i>	Константа равновесия реакции крис-таллизации K_m^{Px}	$\ln K_m^{Px} = A/T + B$		Коеф-фици-ент кор-реля-ции
			A	B	
Авгит (<i>n</i> = 25)					
Mg	<i>En</i>	$x_{En}^{Aug}/x_{MgO}^{I(LM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	8521	-5,16	0,751
Fe	<i>Fs</i>	$x_{Fs}^{Aug}/x_{FeO}^{I(NM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	13535	-9,87	0,728
Ca	<i>Wo</i>	$x_{Wo}^{Aug}/x_{CaO}^{I(NM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	2408	-1,24	0,387
Пижонит (<i>n</i> = 16)					
Mg	<i>En</i>	$x_{En}^{Pig}/x_{MgO}^{I(NM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	8502	-4,74	0,919
Fe	<i>Fs</i>	$x_{Fs}^{Pig}/x_{FeO}^{I(NM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	5865	-4,04	0,826
Ca	<i>Wo</i>	$x_{Wo}^{Pig}/x_{CaO}^{I(NM)} \cdot x_{SiO_2}^{I(NF)}$	4371	-4,02	0,563

П р и м е ч а н и е. Распределение Al охарактеризовано средними значениями ко-эффициентов распределения $\bar{K}_{Al}^{Aug} = 0,20$ ($\sigma = 0,09$) и $\bar{K}_{Al}^{Pig} = 0,10$ ($\sigma = 0,05$), расчи-танными как $K_{Al}^{Px} = x_{Al}^{Px}/x_{AlO_{1,5}}^{I(NM)}$ при помощи (5.55), (5.56).

существующих авгитов и стекол, которые по величине $K_{D,Fe/Mg}^{Aug}$ (расчи-тывались с учетом разделения железа в расплаве на Fe^{2+} и Fe^{3+}) и содер-жанию CaO в пироксенах явно нельзя было отнести к числу равновесных. Оставшиеся 25 пар анализов, характеризующие распределение элементов в диапазоне температур 1133–1193°С при среднем значении $K_{D,Fe/Mg}^{Aug} = 0,29$ ($\sigma = 0,03$), были обработаны по методике Нильсена и Дрейка [210]. В результате были получены новые температурные зависимости констант равновесия реакций кристаллизации *En*, *Fs* и *Wo* (табл. 9). Единственное отличие нашей методики при обработке экспериментальных данных свя-зано с расчетом коэффициента распределения Al между пироксеном и не-полимеризованной частью силикатных расплавов. Августы, полученные в экспериментах Уолкера с соавт. [238], оказались систематически более глиноземистые (до 5,6 мас.% Al_2O_3), чем в экспериментах Гроува с со-авт. [161, 162]. Предположив, что эти различия, вероятно, связаны с нерав-новесным "захватом" пироксенами ионов Al^{3+} и замещением ими ионов Si^{4+} , при расчете концентрации Al в пироксенах мы использовали следующе-е вытекающие из стехиометрии этих минералов соотношения

$$n_{AlO_{1,5}}^{Px} = 2(N_{AlO_{1,5}}^{Px} + n_{SiO_2}^{Px} + n_{TiO_2}^{Px} - 0,5), \quad (5.55)$$

$$x_{Al}^{Px} = n_{AlO_{1,5}}^{Px} / (n_{AlO_{1,5}}^{Px} + \sum_{k_{MeO}=1}^4 n_{MeO}^{Px}), \quad (5.56)$$

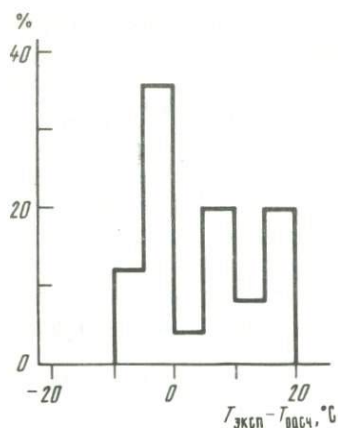


Рис. 36. Гистограмма различий экспериментальных и расчетных температур равновесия авгит–расплав в изученной выборке составов ($n = 25$)

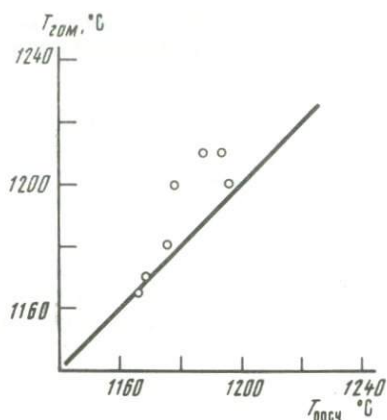


Рис. 37. Сравнение температур гомогенизации "сухих" расплавных включений в авгитах [91] с рассчитанными по составам этих включений температурами равновесия *Aug*–расплав

где $N_{\text{AlO}_1, s}^{Px}$, $n_{\text{SiO}_2}^{Px}$, $n_{\text{TiO}_2}^{Px}$ и n_{MeO}^{Px} ($\text{MeO} = \text{MgO}, \text{FeO}, \text{MnO}, \text{CaO}$) – молекулярные содержания, рассчитанные на основании результатов микрозондового анализа. Коэффициент 2 в уравнении (5.55) основан на предположении, что "равновесный" Al поровну распределяется между октаэдрическими и тетраэдрической позициями в пироксенах.

Приведенные в табл. 9 зависимости $\ln K_{En(Fs, Wo)}^{Aug}$ от $1/T$ и значение $K_{Al}^{Aug} = 0,20$ были использованы для расчета температур насыщения базальтовых расплавов авгитом. В результате базовые экспериментальные данные были воспроизведены в 72% случаев с точностью не ниже $\pm 10^\circ\text{C}$ (рис. 36). Среднее отклонение расчетных температур от экспериментальных составило $7,2^\circ\text{C}$. На рис. 37 сравниваются температуры гомогенизации "сухих" расплавных включений в авгитах [91] и рассчитанные по составам данных включений (содержания SiO_2 колеблются от 48 до 55 мас.%) температуры равновесия авгит–расплав. Здесь также можно отметить вполне удовлетворительное соответствие данных расчетов и независимых экспериментов.

Уже отмечалось, что в основе уравнений, предложенных ранее для описания равновесия *LCa Px*–расплав [210], лежат результаты обработки данных по составам ортопироксенов и пижонитов. Эти уравнения были использованы для описания кристаллизации из базальтового расплава "усредненного" низкокальциевого пироксена [4, 108, 211]. Однако при моделировании кристаллизации ряда конкретных расплавов мы убедились, что в случае когда, несомненно, одной из первых кристаллизующихся фаз должен быть ортопироксен, расчеты на основании соотношений Нильсена

и Дрейка [210] давали сильно заниженные температуры появления на ликвидусе модельного пироксена. Это свидетельствует о необходимости разделения экспериментальных данных на "пижонитовую" и "ортопироксеновую" серии и учета при количественном моделировании двух самостоятельных низкокальциевых пироксеновых фаз. Такое разделение должно иметь важное петрологическое значение, поскольку появление в кристаллизационной последовательности пижонита или ортопироксена является одним из критериев отнесения базальтоидов к толеитовой или известково-щелочной серии пород [159, 185–187].

Опубликованные в работах [161, 162] составы 16 пар сосуществующих пижонитов и стекол характеризуют равновесие при температурах 1059–1167°C. Рассчитанное по этим данным среднее значение $K_{D,Fe/Mg}^{Pig} = 0,30$ ($\sigma = 0,04$). Результаты обработки этой экспериментальной информации по обсуждающейся выше методике представлены в табл. 9. Основанные на полученных зависимостях расчеты температур насыщения базальтовых расплавов пижонитом воспроизводят экспериментальные данные в 69% случаев с точностью не ниже $\pm 10^\circ\text{C}$. Среднее отклонение расчетных температур от экспериментальных составляет $7,9^\circ\text{C}$, максимальное отклонение достигает 20°C [1].

Геотермометры магнетит–расплав и ильменит–расплав

Имеющаяся в настоящее время экспериментальная информация о составах и температурах кристаллизации шпинелей из базальтовых расплавов относится преимущественно к разностям, обогащенным хромом [150, 170, 220]. Равновесие магнетит–расплав остается пока еще мало исследованным, поскольку данные об условиях насыщения синтетических [148] и природных [53, 170] расплавов магнетитом весьма фрагментарны и с трудом поддаются термодинамическому согласованию. Тем не менее мы попытались построить магнетитовый геотермометр, опираясь на экспериментальные данные Сэка [220] о составах обедненных хромом железистых шпинелей, сосуществующих с расплавом щелочного базальта, и данные о температурах кристаллизации титаномагнетитов из ферробазальтовых расплавов [53, 170]. В результате обработки данных Сэка [220] было получено уравнение, характеризующее распределение Ti и Fe^{3+} между низкотемпературными шпинелями и жидкостью базальтового состава:

$$x_{\text{TiO}_2}^{Sp} / x_{\text{FeO}_{1,5}}^{Sp} = (x_{\text{TiO}_2}^l / x_{\text{FeO}_{1,5}}^l) \exp(19798/T - 14,76). \quad (5.57)$$

Соотношение (5.57) можно экстраполировать в область стехиометричных титаномагнетитов ряда $\text{Fe}_3\text{O}_4\text{--Fe}_2\text{TiO}_4$ ($x_{\text{Mt}}^{Sp} + x_{\text{Ulv}}^{Sp} = 1$) и использовать для оценки их составов:

$$x_{\text{Mt}}^{Sp} = 1 / [2(x_{\text{TiO}_2}^{Sp} / x_{\text{FeO}_{1,5}}^{Sp}) + 1]. \quad (5.58)$$

Исходя из рассчитанных по модели [1] составов расплавов, равновесных с титаномагнетитом в условиях заданной фугитивности кислорода [53, 170] при помощи соотношения (5.58) была оценена температурная за-

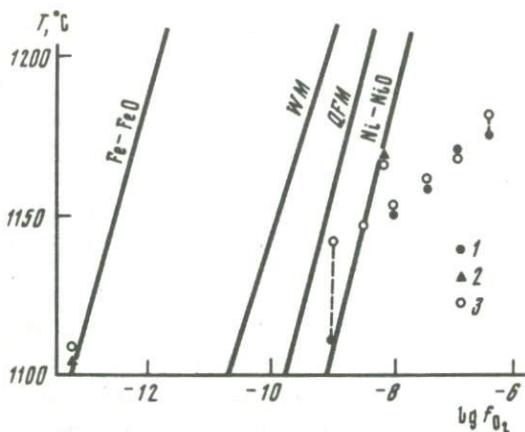


Рис. 38. Сравнение экспериментальных и расчетных температур кристаллизации титаномагнетита в различных окислительно-восстановительных условиях

1 — результаты экспериментов с ферробазальтовым стеклом *GL-RHB* [170]; 2 — результаты экспериментов с щелочным ферробазальтом 12017 [53]; 3 — расчет

висимость константы равновесия реакции кристаллизации магнетита:

$$\ln [x_{Mt}^{Sp}/x_{FeO}^I (x_{FeO_{1,5}}^I)^2] = 34884/T - 14,97, \quad (5.59)$$

где x_{FeO}^I и $x_{FeO_{1,5}}^I$ — мольные концентрации окислов в расплаве. Система уравнений (5.57) — (5.59) описывает условия насыщения базальтовых расплавов титаномагнетитом и при ее использовании в модели [1] удалось довольно точно воспроизвести температуры кристаллизации железистой *Sp* из расплавов образцов 12017 [53] и *GL-RHB* [170] (рис. 38).

Большинство данных, характеризующих равновесие ильменит-расплав, получено в экспериментах с высокотитанистыми лунными базальтами при низкой фугитивности кислорода, отвечающей примерно буферу железо-вюстит. Нильсен и Дунган [211] обработали эту информацию (19 пар стеклов и закаленных в них кристаллов *Ilm*), постулировав присутствие в расплаве только закислого железа и учитывая вхождение в ильменит небольших количеств *Mg* и *Cr*:

$$\ln [a_{FeTiO_3}^{Ilm} / a_{FeO}^{I(NM)} a_{TiO_2}^{I(NM)}] = 8950/T - 3,30, \quad (5.60)$$

где активности компонентов расплава рассчитывались в соответствии с (5.38) — (5.40), $a_{FeTiO_3}^{Ilm} = x_{Fe}^{M1}$ (x_{Fe}^{M1} — ионная доля железа в позиции *M1*, занимаемой также *Mg* и *Cr* — предполагается, что позицию *M2* занимает только *Ti*). Мы экстраполировали зависимость (5.60) на более широкий диапазон окислительных условий, присущий земным базальтовым магмам. При помощи уравнения, построенного по данным Спенсера и Линдсли (см. рис. 1 в [228]), можно рассчитать состав стехиометричных *Ilm* ряда $FeTiO_3-Fe_2O_3$ ($x_{FePO_3}^{Ilm} + x_{Fe_2O_3}^{Ilm} = 1$) через состав гипотетической равновесной *Sp*:

$$(1 - x_{FeTiO_3}^{Ilm}) / x_{FeTiO_3}^{Ilm} = [x_{Mt}^{Sp} / (1 - x_{Mt}^{Sp})] \exp(-7732/T + 4,25). \quad (5.61)$$

Тогда, учитывая, как правило, незначительное содержание Fe_2O_3 в магматогенных ильменитах [18], можно положить $a_{\text{FeTiO}_3}^{\text{Ilm}} = x_{\text{FeTiO}_3}^{\text{Ilm}}$ и использовать соотношения (5.57)–(5.61) для оценки температур кристаллизации *Ilm* в различных окислительно-восстановительных условиях.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИМЕСНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕЖДУ ПОРОДОБРАЗУЮЩИМИ МИНЕРАЛАМИ И РАСПЛАВОМ

Наиболее надежный и естественный способ получения информации о распределении микроэлементов между фазами магматических систем состоит в прямом экспериментальном воспроизведении соответствующих равновесий и химическом анализе сосуществующих фаз. Однако прямой подход сопряжен с рядом методических трудностей, поэтому первый этап развития этого направления оказался в основном связан с применением геохимических методов, с термодинамической точки зрения косвенных. Главная масса накопившейся к началу 70-х годов информации о концентрационных коэффициентах распределения примесных элементов $K_{c,i}^P$ была получена путем измерения их содержания во вкрапленниках и мезостазисе изверженных пород (напр.: [168], подробный обзор этих работ выполнен Артом [125]). Этот метод, так же как оценки, основанные на интерпретации распределений примесных элементов по разрезам расслоенных интрузий исходя из концепции фракционной кристаллизации магмы [49], экспериментальное изучение равновесий в простых системах типа диоксид–расплав [224], теоретические расчеты с использованием термодинамических данных и эмпирических корреляций [7, 99], полностью решили первую часть задачи – они позволили оценить коэффициенты распределения большинства интересных в геохимическом отношении примесных элементов по порядку величины, т.е. расставить эти элементы в ряды по склонности к захвату главными породообразующими минералами и объяснить на качественном уровне основные особенности относительного поведения этих элементов в магматических процессах.

Второй этап развития работ по термодинамической характеристике поведения микроэлементов в магматических равновесиях связан с методическими разработками в области техники экспериментирования с природными расплавами и широким внедрением в геохимические исследования высокоточных методов локального химического анализа. В настоящее время основным источником информации о коэффициентах распределения микроэлементов стали эксперименты по равновесному плавлению природных образцов и близких по составу к базальтам синтетических смесей, что позволило повысить точность данных и подойти к оценке зависимости коэффициентов распределения от таких параметров равновесия, как температура и состав расплава. Большинство этих экспериментальных данных собраны и систематизированы в известном обзоре Ирвинга [176]. Однако с момента опубликования этой статьи появился ряд работ, в которых приводятся новые данные о концентрационных коэффициентах $K_{c,i}^P$ [194, 206, 214, 222, 229, 231] и анализируются более совершенные методы описания распределения примесных элементов между твердой фазой и расплавом

[182, 211, 232, 242]. Эту информацию мы постарались учесть как можно более полно в приводимом ниже обзоре результатов экспериментального изучения распределения Ni, Co, Mn, Cr, Sc, V, Sr, Ba и Ti между породообразующими минералами и расплавом.

Экспериментальные методики и проблема выполнения закона Генри

Экспериментальное изучение распределения примесных элементов между фазами расплавных систем осложняется рядом факторов, которые в самом общем виде можно разделить на две группы — аналитические и собственно экспериментальные, связанные с достижением в ходе опытов равновесного состояния. Аналитические трудности обусловлены тем, что наиболее точные методы определения малых количеств элементов (нейтронно-активационный, рентгено-флюоресцентный, метод изотопного разбавления) непосредственно не приложимы для анализа конечных продуктов экспериментов, поскольку его необходимо выполнять отдельно для кристаллов и стекла в малой навеске образца. Эта проблема решается при использовании электронного рентгено-спектрального микроанализатора. Однако применение последнего требует, как правило, повышения в образцах концентраций исследуемых элементов по сравнению с их природными содержаниями (метод дозирования). В области природных концентраций позволяет работать метод автордиографии, который заключается в добавлении к исходным смесям заданных количеств радиоактивного изотопа исследуемого элемента и последующей регистрации количества этого изотопа в продуктах экспериментов. Особое распространение получил метод β -треков [176]. В последние годы пропагандируется также использование ионного микроанализатора, однако количество данных, полученных этим методом еще не велико [214, 229].

Степень достижения равновесия является наиболее важным моментом с точки зрения возможности приложения полученной экспериментальной информации для решения петролого-геохимических задач. Главная причина отклонения составов конечных продуктов плавок от равновесных заключается в том, что из-за существенных различий скоростей диффузии элементов в жидкой и твердых фазах степень приближения к равновесному состоянию при заданных P - T условиях сильно зависит от продолжительности опытов и способности контейнеров к избирательному поглощению исследуемых элементов. Основным критерием равновесия служит однородность составов кристаллов и стекол [201]. Чтобы более определенно судить о степени достижения равновесного распределения элементов, это условие обычно проверяется в серии экспериментов, например при изотермической кристаллизации расплава образца и его изотермическом плавлении [167] или путем сравнения составов новообразованных и первоначально неравновесных кристаллов исходной смеси — метод "прямых" и "обратных" экспериментов [143, 207]. Наиболее важным условием достижения равновесия является продолжительность экспериментов. Этот параметр при прочих условиях зависит от исследуемого элемента. Например, по данным Мякипя [194], для достижения равновесного распределения Ni между оливином и расплавом требуется примерно 30 ч — меньше, чем в случае

Mn и Cr. Для каждого из элементов при более низкой температуре требуются более длительные эксперименты. Существенно понизить необходимую для достижения равновесия продолжительность плавок позволяет гомогенизация исходной смеси при температурах выше ликвидусной до начала изотермической кристаллизации [142, 143, 189, 222, 229].

Вторым важным фактором, влияющим на достижение равновесия, являются потери элементов из исходных смесей за счет взаимодействия с поверхностью контейнера. Это приводит, с одной стороны, к увеличению продолжительности опытов для достижения равновесия расплав–контейнер, с другой – часто существенно понижает концентрации исследуемых элементов в расплаве, что приводит к снижению точности микрозондового анализа. Проблема потерь элементов стояла особенно остро при использовании в качестве контейнеров ампул из сплавов Pt и Mo, способных к интенсивному поглощению Ni, Co, Mn и других элементов. Использование в последние годы в качестве носителей навесок проволочных петель из платины позволило существенно снизить поверхность контакта контейнера с образцом и уменьшить потери исследуемых элементов. Значительная часть рассматриваемых ниже экспериментов выполнена именно "методом петли" (табл. 10).

Наиболее неопределенным является вопрос о степени окисления гетеровалентных примесных элементов в расплавах и зависимости их коэффициентов распределения от окислительно-восстановительных условий. В настоящее время существует некоторая ясность о распределении по степеням окисления в расплавах катионов Cr и V [9, 10, 222]. В отношении других элементов для оценки их валентного состояния в расплавах обычно используются данные о равновесиях металлов с газовой фазой $Me + 1/2O_2 = MeO$, когда предполагается, что при проведении экспериментов в условиях $f_{O_2} > f_{O_2}^{Me-MeO}$ исследуемый элемент в расплаве должен быть полностью окислен [189, 231].

Применение микрозонда для анализа продуктов экспериментов вызвало необходимость решения вопроса о том, можно ли использовать в геохимии и петрологии значения коэффициентов распределения микроэлементов, полученные в области концентраций, существенно превышающих их природные содержания. Практически ответ на этот вопрос заключается в определении интервалов концентраций, где значения $K_{c,i}^P$ не зависят от содержания элементов в расплаве или твердых фазах, – нахождении области выполнимости закона Генри. На важность этой проблемы одни из первых обратили внимание В.С. Урусов и И.Ф. Кравчук [100], которые привели ряд экспериментальных данных, свидетельствующих о скачкообразном возрастании в области микроконцентраций коэффициентов распределения Ca, Na и Cs между кристаллами и расплавами галогенидов.

При экспериментальной проверке выполнимости закона Генри для рассматриваемых здесь элементов наиболее противоречивая ситуация сложилась в отношении поведения Ni (см.: [143, 144, 201–208]). Мисен в экспериментах на синтетических водосодержащих составах и давлениях до 20 кбар наблюдал резкое (приблизительно четырехкратное) падение значений $K_{c,Ni}^{O_2}$ при увеличении содержания Ni в оливине более 0,1 мас.% [200, 201]. Эти результаты Мисен интерпретировал как отсутствие выпол-

Таблица 10. Условия проведения экспериментов по определению коэффициентов распределения переходных элементов между феррическими минералами и силикатными расплавами

№	Состав исходного материала или система	Контейнер	Длительность опытов, ч	Интервал температур, °С	Буфер или $- \lg f_{O_2}$	Метод анализа	Изученное распределение		Литература
							Элементы	Минералы	
1	Базальты, дозированные Ni, Co, Mn	Pt-капсулы	~ 70	1100–1400	Выше Ni–NiO	Микрозонд	Ni, Co, Mn	Ol	[188]
2	Базальты	Fe-капсулы	91–144	1154–1306	12,4–14,1	”	Mn	Ol	[217]
3	Синтетические пироксены, дозированные Ti и Cr	Pt-петли	4–10	1175–1350	10,3–13,5	”	Cr, Ti	Ol	[123]
4	SiO ₂ –Al ₂ O ₃ –FeO–MgO–CaO–Na ₂ O	Pt ₉₅ Au ₅ -капсулы	30	1125–1250	9,7–11,4	”	Ni, Co, Mn, Cr, Ti, V	Ol, Aug	[146]
5	Fo и Fa с добавками K ₂ O · 6SiO ₂ , дозированные Ni	Pt ₉₅ Au ₅ -капсулы	–	1200–1650	В токе кислорода	”	Ni	Ol	[179]
6	Природные пироксены и синтетические аналоги лунных базальтов	Pt- и Fe-капсулы	–	1076–1332	8,3–13,6	Микрозонд	Cr	Ol, Opx, Pig, Aug	[172]
7	Fo–An–SiO ₂ , Fo–An–Di	Pt-капсулы	–	1300–1450	1–12	”	Cr	Fo, Di, LCa Px	[223]
8	Коматит	Pt-петли	4–48	1200–1470	8–10	Микрозонд, метод β-треков	Ni	Ol	[124]
9	Fo–Ab–An	Pt-капсулы	48–120	1250–1450	–	Микрозонд	Mn	Fo	[241]
10	Fo–Ab–An	Pt-петли и капсулы	29–121	1250–1450	–	”	Ni	Fo	[167]
11	Fo–An–SiO ₂ , An–Ab–Di, базальты	Pt-петли	52–240	1071–1400	3,3–12,9	”	Ni	Fo, Ol	[189]
12	An–Ab–Di, щелочной базальт	Pt ₈₀ Ph ₂₀ -петли	46–168	1112–1340	0,7–10	Микрозонд	Ni, Co, Mn	Di, Aug	[191]
13	MgFeSiO ₄ –K ₂ O · 4SiO ₂ , базальты	Pt-петли	3–55	1200–1500	Ниже Ni–NiO	”	Ni, Co, Mn	Ol	[231]
14	Fo–An–SiO ₂ , Fo–An–Di	Pt-капсулы	72	1300–1450	–	”	Ni, Cr	Fo, Di, En	[222]
15	Базальты	Pt-петли	21–137	1125–1263	7,8–9,6	”	Ni, Co, Mn, Cr	Di	[194]
16	Fo–Ab–An, Ne–Di–SiO ₂	Pt-петли	20–120	1200, 1500	–	Метод β-треков	Ni	Fo	[206]
17	An–Ab–Di	Pt-петли	66	1285	–	Метод β-треков, ионный зонд	Ni	Di	[229]
18	Fo–Ab, Fo–Ab–An–Di	Pt-спираль	26–72	1200–1400	–	Микрозонд	Ni, Co, Mn	Fo, Di	[5]
19	An–Ab–Di	–	6–192	1250–1400	–	Ионный зонд	Sc, Ti	Di	[214]

нимости закона Генри при содержаниях Ni в оливине более 0,1 мас.% (для расплава более 0,02 мас.%). Харт и Дэвис исследовали зависимость $K_{c, Ni}^{Ol}$ от концентрации в диапазоне содержаний 0,01–0,66 мас.% NiO в расплаве, но никаких скачкообразных изменений $K_{c, Ni}^{Ol}$ не обнаружили [167]. Мисен выполнил дополнительное исследование [203] на "сухой" системе при давлениях от атмосферного до 20 кбар и вновь наблюдал ограниченный диапазон концентраций Ni в форстерите (менее 0,1 мас.%), где $K_{c, Ni}^{Ol}$ не зависит от концентрации Ni.

Учитывая важность вопроса, Дрейк и Холлоуэй провели специальное исследование, посвященное проблеме выполнимости закона Генри [143]. Большинство экспериментов было выполнено в системе $Di_{70}-Fo_{25}-Q_5$. При этом установлено, что $K_{c, Ni}^{Ol}$ не зависит от содержания NiO в оливине в диапазоне концентраций от 0,001 до 4 мас.%. Параллельно они дублировали эксперимент Мисена при 1300°C и давлении 1 атм в системе $Jd_{80}Fo_{20}$ [203], воспроизведя во всех деталях методику эксперимента и анализа. Какой-либо зависимости $K_{c, Ni}^{Ol}$ от концентрации в диапазоне содержаний 0,039–5,46 мас.% NiO в форстерите данные исследователи не обнаружили. Причина столь противоречивых результатов осталась не выясненной. Однако более ранние исследования с применением радиометрических методов анализа (именно при их использовании наблюдались скачкообразные изменения коэффициентов распределения [200–203]) показывают, что недостаточная гомогенизация исходных смесей по содержанию радиоактивного изотопа может являться причиной существенных вариаций в значениях $K_{c, i}^P$ при одних и тех же условиях [142]. С точки зрения использования экспериментальных значений $K_{c, Ni}^{Ol}$ представляются важными результаты Набелека [207]. В экспериментах с образцами природных базальтов он показал, что $K_{c, Ni}^{Ol}$ не зависит от концентраций NiO в расплаве в диапазоне его природных содержаний в магмах (0,0096–0,0327 мас.% NiO). Еще более широкую область выполнимости закона Генри для Ni дает Мякиля [194], работавший с образцами исландских лав, — примерно от 0,01 до 0,36 мас.% NiO в расплаве. Линдстрем и Уэйл [191] в экспериментах на системе $Ab-An-Di$ показали, что $K_{c, Ni}^{Di}$ не зависит от содержания NiO в расплаве в диапазоне концентраций 0,0003–3,0 мас.%.

В отношении Mn проверка выполнимости закона Генри была сделана Уотсоном [241] при исследовании распределения этого элемента между форстеритом и расплавом в системе $Fo-Ab-An$. Полученные им результаты указывают на то, что $K_{c, Mn}^{Ol}$ не зависит от содержания MnO в форстерите в диапазоне концентраций 0,03–0,60 мас.%. Не наблюдалось зависимости $K_{c, Mn}^{Ol}$ от содержания MnO в жидкости в экспериментах, выполненных Мякиля на образцах природных лав (это справедливо также для $K_{c, Co}^{Ol}$ и $K_{c, Cr}^{Ol}$) при постоянной фугитивности кислорода [194].

Рэй с соавт. [214] исследовали влияние вариаций содержания Sc, Ti, Sr и Sm в системе $Di-Ab-An$ на распределение этих элементов между диопсидом и расплавом при температуре 1300°C. В диапазоне концентраций 0,02–0,50 мас.% не наблюдалось каких-либо резких колебаний значений $K_{c, (Sc, Ti, Sr, Sm)}^{Di}$. Однако исследованная этими авторами область

концентраций существенно превышает содержание Sc и Sm в природных магмах.

В целом анализ результатов экспериментальных исследований приводит к выводу, что в отношении Ni, Co, Mn, Cr и Sr не подтверждаются высказанные ранее серьезные опасения, что большинство значений $K_{c,i}^P$ для этих элементов не могут быть использованы при термодинамическом моделировании магматических процессов, поскольку они получены в области более высоких содержаний, где активности элементов не пропорциональны их концентрациям. Об этом свидетельствует также хорошее соответствие между экспериментальными и рассчитанными из природных распределений значениями $K_{c,i}^P$ [7, 49]. В отношении других рассматриваемых элементов (Sc, V, Ba) необходимо проведение дополнительных исследований, посвященных этой проблеме.

Зависимость коэффициентов распределения от состава и температуры

По мере накопления экспериментальных данных о поведении микроэлементов в различных силикатных системах выявилась сильная зависимость коэффициентов распределения от состава и температуры, что привело к определенным затруднениям при выборе необходимых для геохимических расчетов значений $K_{c,i}^P$. Эту ситуацию можно проследить на примере изучения распределения Ni между Ol и расплавом в синтетических системах (рис. 39,а). Как видно из этого рисунка, несмотря на наличие ярко выраженного тренда увеличения значений $K_{c,Ni}^{Ol}$ в случае уменьшения температуры, при одинаковых температурах они могут варьировать в 2–3 раза. Влияние состава на коэффициент распределения $K_{c,Ni}^{Ol}$ можно интерпретировать следующим образом. По определению

$$K_{c,Ni}^{Ol} = c_{NiO}^{Ol} / c_{NiO}^l = (n_{NiO}^{Ol} / n_{NiO}^l) (n^l m^l / n^{Ol} m^{Ol}) = 3K_{NiO}^{Ol} m^l / m^{Ol}, \quad (5.62)$$

где c_{NiO}^{Ol} и c_{NiO}^l — содержания (в мас.%) NiO в Ol и расплаве; $n^{Ol} = (n_{SiO_2}^{Ol} + n_{MgO}^{Ol} + n_{FeO}^{Ol} + n_{NiO}^{Ol} + \dots) / 3$; m^{Ol} и m^l — молекулярные веса оливина и расплава; K_{NiO}^{Ol} — молекулярный коэффициент распределения. Тогда, учитывая (5.31)–(5.35), при помощи (5.62) получаем

$$K_{c,Ni}^{Ol} = 2(a_{SiO_2}^l)^{1/2} \gamma_{NiO}^l \exp(\Delta G_{NiSi_{0.5}O_2}^{III} / RT) m^l / m^{Ol}. \quad (5.63)$$

Уравнение (5.63) показывает, что при постоянной температуре значения $K_{c,Ni}^{Ol}$ определяются в основном величиной $\exp(\Delta G_{NiSi_{0.5}O_2}^{III} / RT)$ (термодинамический коэффициент распределения по: [99]), но варьируют вследствие зависимости $a_{SiO_2}^l$, γ_{NiO}^l и отношения m^l / m^{Ol} от состава расплава. Аналогичные (5.63) соотношения нетрудно получить при термодинамическом описании распределения других элементов между породообразующими минералами и силикатной жидкостью. При этом очевидно, что для когерентных элементов, предпочтительно занимающих катионные позиции в силикатах, должно наблюдаться увеличение коэффициентов распределения $K_{c,i}^P$ по мере повышения кислотности расплава. Подтвержде-

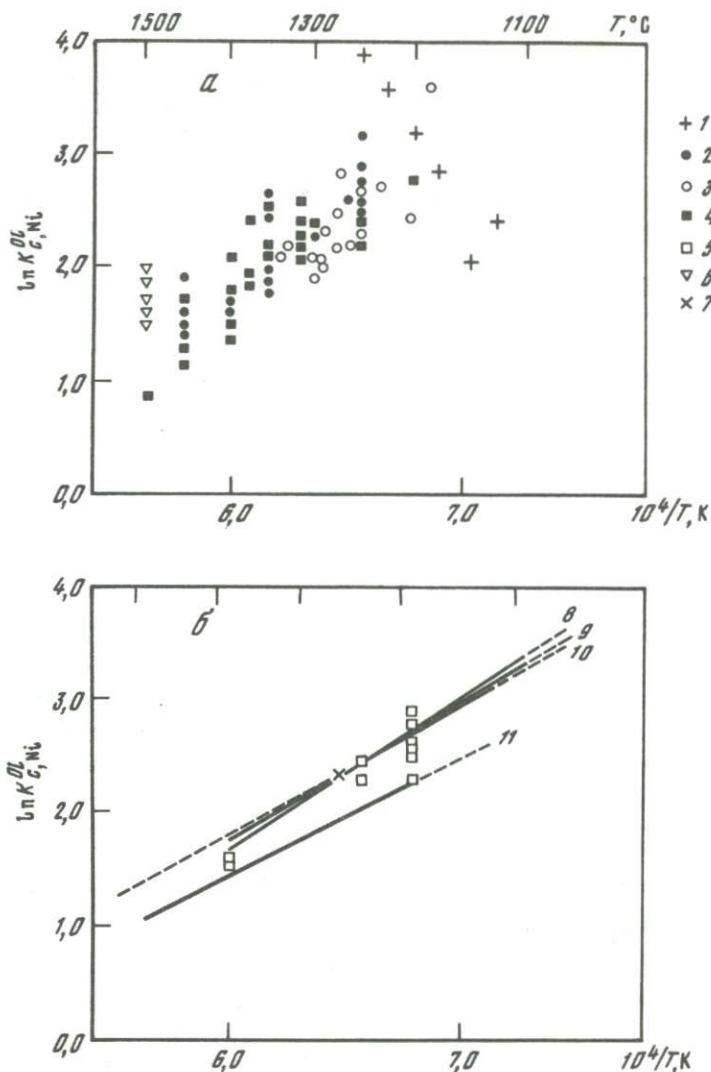


Рис. 39. Зависимость $\ln K_{c,Ni}^{Ol}$ от температуры в синтетических (а) и базальтовых (б) системах

1 – по: [146]; 2 – по: [167]; 3 – по: [189]; 4, 5 – по: [231]; 6 – по: [206]; 7 – по: [207]; 8 – по: [188]; 9 – по: [189]; 10 – рассчитано нами по: [194]; 11 – по: [124]

нием этому служат экспериментальные данные Мисена и Вирго [206], которые наблюдали почти двукратное увеличение значений $K_{c,Ni}^{Fo}$ и более чем трехкратное увеличение значений $K_{c,Sm}^{Di}$ при обогащении расплавов SiO_2 в изотермических условиях (1500 и 1200 $^\circ C$ соответственно). Аналогичную зависимость $K_{c,(Sc,Sr)}^{Cpx}$ от содержания SiO_2 отмечали Рэй с соавт. [214].

Другая особенность влияния состава на коэффициенты распределения заключается в том, что для ряда примесных элементов наблюдается хорошая линейная корреляция между значениями $K_{c,i}^P$ и величиной, обратной содержанию в расплаве преобладающего компонента твердой фазы [167, 231, 241]. В частности, Харт и Дэвис [167] приводят уравнение зависимости $K_{c, Ni}^{Fo}$ от содержания MgO (в мас.%) в расплавах системы $Fo-Ab-An$, справедливое в диапазоне температур 1250–1450°C:

$$K_{c, Ni}^{Fo} = 124,13/c_{MgO}^l - 0,897. \quad (5.64)$$

Гиперболическая зависимость $K_{c, Ni}^{Ol}$ от концентрации MgO в жидкости установлена также при экспериментальных исследованиях в других синтетических и природных системах (см. рис. 2 в [176]). Соотношения, подобные (5.64), отражают наличие прямо пропорциональной зависимости между молекулярными коэффициентами распределения двух компонентов одного минерала [182, 232], например

$$K_{MeO}^{Ol} = K_{D, Me/Mg}^{Ol} K_{MgO}^{Ol} = K_{D, Me/Mg}^{Ol} x_{MgO}^{Ol} / x_{MgO}^l, \quad (5.65)$$

где $K_{D, Me/Mg}^{Ol}$ — коэффициент сокристаллизации (обменного равновесия Ol с расплавом) для двухвалентного элемента Me и Mg . В действительности, вариации состава оливина x_{MgO}^{Ol} и величины $K_{D, Me, Mg}^{Ol}$ с температурой приводят к тому, что при обработке по методу наименьших квадратов серии значений K_{MeO}^{Ol} и $1/x_{MgO}^l$ ($K_{c, Me}^{Ol}$ и $1/c_{MgO}^l$) или K_{MeO}^{Ol} и K_{MgO}^{Ol} наблюдается заметный разброс точек относительно регрессионных линий, а в соответствующих уравнениях регрессии появляется свободный член, отличие которого от нуля тем выше, чем сильнее зависимость коэффициентов сокристаллизации от температуры [182].

Как видно из (5.63), влияние температуры на $K_{c, Ni}^{Ol}$ обусловлено температурной зависимостью термодинамического коэффициента распределения, а точнее, константы равновесия реакции кристаллизации ортосиликата никеля (5.32):

$$\ln K_{c, Ni}^{Ol} = \Delta H_{NiSi_{0,5}O_2}^{пл} / RT - \Delta S_{NiSi_{0,5}O_2}^{пл} / R + \alpha, \quad (5.66)$$

где параметр $\alpha = \ln [2(a_{SiO_2}^l)^{1/2} \gamma_{NiO}^l m^l / m^{Ol}]$ учитывает влияние состава. Понижение температуры ликвидуса в силикатных системах обычно коррелирует с обогащением расплава SiO_2 и соответственно с увеличением $a_{SiO_2}^l$. Оба эти фактора приводят к возрастанию коэффициента распределения $K_{c, Ni}^{Ol}$ (5.63), (5.66), поэтому установленные в ряде работ эмпирические зависимости

$$\ln K_{c, Ni}^{Ol} = A_{Ni}^{Ol} / T + B_{Ni}^{Ol} \quad (5.67)$$

характеризуются, как правило, хорошей корреляцией [124, 145, 188–191]. Линейная зависимость логарифмов коэффициентов распределения $K_{c,i}^P$ от обратной температуры наблюдается практически при любом детальном экспериментальном исследовании [176]. Очевидно, чем уже диапазон использованных в экспериментах составов, тем ближе произведение $A_i^P R$ к теплотам плавления соответствующих компонентов и тем выше пог-

решности при экстраполяции этих зависимостей на более широкий интервал составов.

По-видимому, наиболее последовательный метод учета влияния температуры и состава на распределение примесных элементов (прежде всего когерентных) между твердой фазой и расплавом заключается в расчете температурных зависимостей констант равновесия соответствующих минералообразующих или обменных реакций. Это позволяет согласовать данные, полученные в системах различного состава, и существенно снизить дисперсию значений при одних и тех же температурах [191, 211, 214, 242]. Однако для построения универсальных ЭВМ-моделей поведения в магматических процессах микроэлементов информации такого рода пока еще явно не достаточно.

Рассмотренные ниже экспериментальные данные характеризуют вариации весовых концентрированных коэффициентов распределения в синтетических и природных системах, причем последним отдается предпочтение при выборе оптимальных значений $K_{c,i}^P$. В отдельных случаях (преимущественно для пироксенов) рекомендованы температурные зависимости, полученные в синтетических системах, а при отсутствии экспериментальных данных для оценки величины $K_{c,i}^P$ использовались разумные экстраполяции. В основу данных для магнетита положены результаты изучения распределения микроэлементов между фенокристаллами и стекловатым мезостазисом базальтов [140].

Распределение микроэлементов между оливином и расплавом

Никель. По сравнению с данными, полученными в синтетических системах [5, 146, 167, 189, 206, 207, 231] (см. рис. 39, а), значения $K_{c,Ni}^{OI}$ для природных базальтовых расплавов при одних и тех же температурах в среднем заметно ниже (см. рис. 39, б). По-видимому, это обусловлено более низким содержанием SiO_2 в базальтах (табл. 11) относительно большинства составов расплавов в изученных синтетических системах. В табл. 11 приведены также параметры температурных зависимостей $K_{c,Ni}^{OI}$ в природных системах, показанных на рис. 39, б. Здесь можно отметить хорошее соответствие данных, полученных Лиманом и Линдстремом [189] и Мякипя [194]. Соответствие данных [188] и [189] не удивительно, так как большинство экспериментов в этих работах выполнено на одних и тех же образцах. С этими результатами хорошо согласуются данные Такахаши [231] и Набелека [207], несмотря на довольно существенный разброс значений $K_{c,Ni}^{OI}$, полученных Такахаши при 1200 °С за счет значительных вариаций составов исследованных образцов. Значения, полученные Арндтом [124] в экспериментах с коматитом, систематически ниже (см. рис. 39, б), однако причина этих расхождений не ясна. Отрицательный наклон зависимости $\ln K_{c,Ni}^{OI}$ от $1/T$, по данным Дюка [146], обусловлен, по-видимому, сильным поглощением Ni ампулой ($Pt_{95}Au_5$). При разработке термодинамической модели кристаллизации базальтовых магм для оценки величины $K_{c,Ni}^{OI}$ (а также $K_{c,(Co,Mn)}^{OI}$) мы использовали температурные зависимости, рассчитанные по данным Мякипя [194] (см. табл. 11).

Т а б л и ц а 11. Условия проведения экспериментов и параметры температурных зависимостей коэффициентов распределения Ni, Co, Mn и Cr между оливином и базальтовым расплавом

№	Диапазон содержаний SiO ₂ , мас. %	Интервал температур, °С	Элемент	ln K _{c,l} ^{Ol} = A/T + B		Коэффициент корреляции	Число точек	Литература
				A	B			
1	46,7–47,1	1100–1400	Ni	13160	– 6,18	0,991	–	[188]
			Co	9676	– 5,23	0,968		
			Mn	12184	– 7,96	0,991		
2	40,2–53,0	1154–1306	Mn	8273	– 5,38	0,759	19	[217]
3	47,5–50,0	1200–1470	Ni	10430	– 4,79	–	–	[124]
4	43,0–47,1	1071–1400	Ni	12242	– 5,55	–	15	[189]
5	47,5–50,3	1140–1238	Ni	11703	– 5,21	0,866	69	[194]
			Co	16527	– 10,03	0,852	69	
			Mn	10219	– 6,73	0,788	69	
			Cr	–20748	14,35	– 0,752	51	
6	43,1–49,4	1071–1350	Cr	7265	– 4,92	0,770	42	[129, 139, 160, 163, 164, 216, 236, 237]

П р и м е ч а н и е. Данные работ [194, 217] и [129, 139, 160, 163, 164, 216, 236, 237] обработаны нами по методу наименьших квадратов. Содержания SiO₂ характеризуют валовые составы образцов для [188, 189, 194]; в остальных случаях – составы закалочных стекол.

К о б а л ь т. Данные о распределении Co между оливином и расплавом в синтетических и природных системах приведены на рис. 40. Они свидетельствуют о том, что при понижении температуры от 1500 до 1100 °С $K_{c,Co}^{Ol}$ возрастает приблизительно от 1,3 до 6,2. Обратные соотношения, полученные Дюком [146], имеют, очевидно, ту же природу, что и в случае Ni. Результаты экспериментов в системе MgFeSiO₄–K₂O · 4SiO₂ [231] дают систематически более высокие значения $K_{c,Co}^{Ol}$ по сравнению с данными, полученными на природных образцах [188, 194, 231]. Соответствие температурных зависимостей, полученных Лиманом [188] и рассчитанных по данным Мякипя [194], достаточно хорошее, так как, несмотря на заметные различия в наклонах этих линий (см. табл. 11), они дают близкие значения $K_{c,Co}^{Ol}$ в диапазоне температур кристаллизации базальтов (1150–1250 °С).

М а р г а н е ц. Первые данные о распределении Mn между оливином и перидотитовым расплавом при температурах 1500–1600 °С были получены Г.С. Барминой с соавт. [8] (среднее значение $K_{c,Mn}^{Ol} = 0,4$). Дальнейшие исследования были направлены на изучение распределения Mn в фазах базальтовой системы [5, 146, 188, 194, 217, 231, 241]. Эти данные показаны на рис. 41. Как и в случае Ni и Co, они указывают на сильную зависимость $K_{c,Mn}^{Ol}$ от состава и температуры. Уотсоном было обнаружено, что значения $K_{c,Mn}^{Ol}$ при одной и той же температуре увеличиваются с ростом отношения Si/O в расплаве [241]. Этот вывод подтверждают также данные Такахаши [231], согласно которым при температуре 1200 °С $K_{c,Mn}^{Ol}$ возрастает от 1,19 (Si/O = 0,26) до 1,99 (Si/O = 0,32).

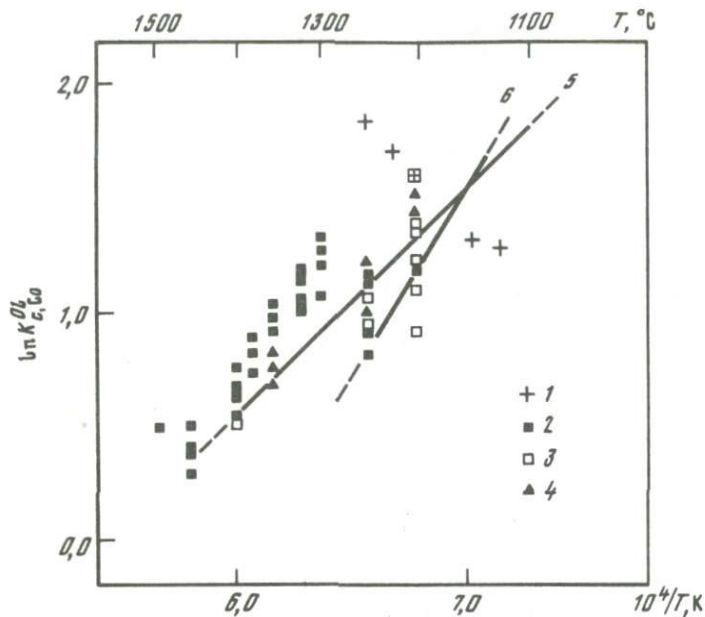


Рис. 40. Зависимость $\ln K_{C,Co}^{O1}$ от температуры в синтетических (1, 2, 4) и базальтовых (3, 5, 6) системах

1 — по: [146]; 2, 3 — по: [231]; 4 — по: [5]; 5 — по: [188]; 6 — рассчитано нами по: [194]

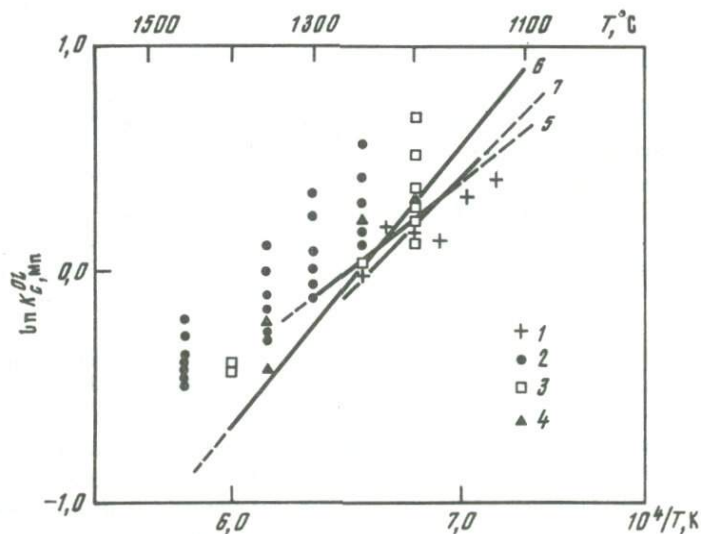


Рис. 41. Зависимость $\ln K_{C,Mn}^{O1}$ от температуры в синтетических (1, 2, 4) и базальтовых (3, 5-7) системах

1 — по: [146]; 2 — по: [241]; 3 — по: [231]; 4 — по: [5]; 5 — рассчитано нами по: [217]; 6 — по: [188]; 7 — рассчитано нами по: [194]

На рис. 41 приведены также зависимости $\ln K_{c, Mn}^{OI}$ от $1/T$, построенные по результатам экспериментов с природными образцами (см. табл. 11). Отметим хорошее соответствие этих данных, особенно при температурах 1150–1300 °С. Более пологий наклон температурной зависимости $\ln K_{c, Mn}^{OI}$, рассчитанной по данным Редера [217], отражает, по-видимому, широкий диапазон использованной им выборки составов (составы экспериментальных стекол колеблются от 40,2 до 53,0 мас.%). Следствием этого является и довольно низкий коэффициент корреляции данной зависимости. Результаты Дюка [146] хорошо согласуются с данными, полученными на природных образцах (см. рис. 41). Это указывает на то, что Mn в отличие от Ni и Co не был поглощен в значительных количествах контейнером и полученные им величины $K_{c, Mn}^{OI}$ относятся к области равновесных значений.

Возможность нахождения Mn в нескольких формах окисления вызвала необходимость произвести оценку зависимости $K_{c, Mn}^{OI}$ от фугитивности кислорода. Эта работа была выполнена Уотсоном [241], который показал, что при одной и той же температуре $K_{c, Mn}^{FO}$ оказался неизменным при проведении экспериментов в платиновой капсуле на воздухе и молибденовой капсуле при фугитивности кислорода, соответствующей буферу Fe–FeO. Уотсон интерпретировал этот результат как присутствие Mn в силикатных расплавах в двухвалентном состоянии в широком диапазоне значений фугитивности кислорода.

Хром. В результате экспериментов в восстановительной атмосфере аргона было определено, что коэффициент распределения Cr между оливином и перидотитовым расплавом при температурах 1500–1600 °С составляет в среднем $K_{c, Cr}^{OI} = 0,4$ [8]. Последующие опыты проводились в области более низкотемпературных синтетических и базальтовых расплавов (см. табл. 10). Некоторые из этих данных показаны на рис. 42. В отношении температурной зависимости $\ln K_{c, Cr}^{OI}$ эти результаты несколько противоречивы. Данные работ [123, 172] и обобщения материалов по плавлению аналогов лунных пород (см. № 6 в табл. 11) указывают на увеличение $K_{c, Cr}^{OI}$ по мере понижения температуры. Результаты Дюка [146] и Мякипя [194] свидетельствуют о противоположной тенденции (см. рис. 42). Подобные расхождения нельзя объяснить различиями в составах равновесных с оливином расплавов, поскольку последние приводят к систематическим "сдвигам" значений коэффициентов распределения, но не должны менять характера температурных зависимостей. Более вероятная причина заключается во влиянии окислительно-восстановительных условий на соотношение в расплаве разновалентных форм хрома.

В силикатных расплавах для хрома характерны две степени окисления Cr^{2+} и Cr^{3+} [10, 223]. При проведении экспериментов в системах $Fe-An-SiO_2$ (FAS) и $Fe-An-Di$ (FAD) и диапазоне температур 1300–1450 °С Шрайбер и Хаскин показали, что в условиях $f_{O_2} \geq 10^{-3}$ атм практически весь хром расплава находится в форме Cr^{3+} , при $10^{-8} \leq f_{O_2} \leq 10^{-6}$ атм трехвалентными являются не более половины катионов, а при $f_{O_2} \leq 10^{-11}$ атм в расплаве присутствуют лишь ионы Cr^{2+} [223]. Последующие исследования А.А. Борисова и др. [10], проведенные в системе

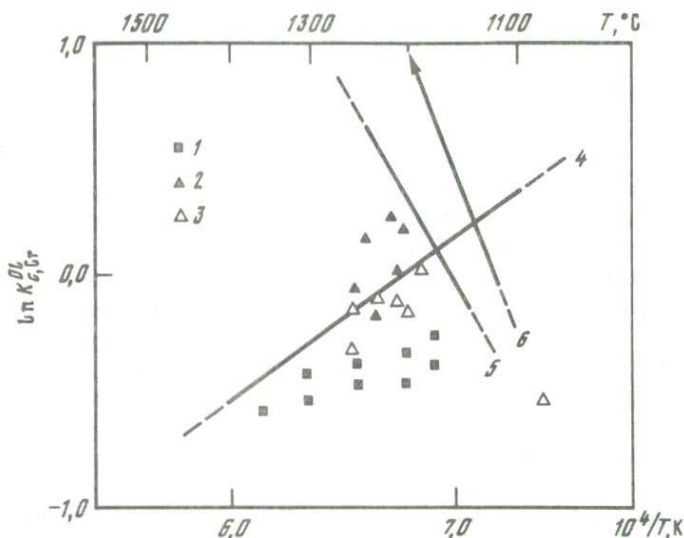


Рис. 42. Зависимость $\ln K_{c, Cr}^{Ol}$ от температуры в синтетических (1, 6), базальтовых (5 – земные, 2, 4 – лунные) и природных пироксеновых (3) системах
 1 – по: [123]; 2, 3 – по: [172]; 4, 5 и 6 – рассчитано нами по: [129, 139, 160, 163, 164, 216, 236, 237], [194] и [146] соответственно

Di–Ab–An при 1300°C , привели к результатам, свидетельствующим о более широком диапазоне стабильности ионов Cr^{3+} . Ими было показано, что в условиях буфера *QFM* ($f_{\text{O}_2}^{1300^\circ\text{C}} \approx 10^{-7}$ атм) отношение $\text{Cr}^{3+}/\Sigma\text{Cr}$ в жидкости составляет 0,8–0,9. Влияние этих соотношений на коэффициенты распределения хрома между *Ol* и расплавом должно выражаться в увеличении равновесных значений $K_{c, Cr}^{Ol}$ при переходе к более восстановительным условиям, поскольку в структуру оливина предпочтительно входят ионы Cr^{2+} . Действительно, по данным работ [123, 194, 223] отмечалось небольшое увеличение значений $K_{c, Cr}^{Ol}$ при понижении f_{O_2} . Однако сравнение результатов работ [129, 139, 160 и др.] с данными [194] (см. табл. 11) показывает, что, несмотря на более окислительные условия проведения экспериментов Мякипя, полученные им значения $K_{c, Cr}^{Ol}$ в интервале температур $1200\text{--}1250^\circ\text{C}$ значительно выше, чем в экспериментах с лунными базальтами. Интерпретация этих расхождений требует дополнительных экспериментальных исследований. Можно лишь предположить, что увеличение эффективных коэффициентов распределения $K_{c, Cr}^{Ol}$ ($\text{Cr} = \text{Cr}^{2+} + \text{Cr}^{3+}$) при повышении температуры возможно за счет вхождения в *Ol* мелкодисперсной хромовой шпинели [7].

Для целей математического моделирования представляется важным соответствие данных различных исследователей в диапазоне температур $1150\text{--}1250^\circ\text{C}$ (см. рис. 42), согласно которым эффективный коэффициент распределения хрома колеблется в большинстве случаев от 0,8 до 1,1. По-видимому, при проведении расчетов в области земных базальтовых составов можно положить $K_{c, Cr}^{Ol} = 0,9$. Для лунных базальтов более реальны значения $K_{c, Cr}^{Ol} = 0,7\text{--}0,8$.

Скандий, ванадий, стронций, барий. Данные элементы относятся к числу несовместимых со структурой оливина и при кристаллизации этого минерала сильно перераспределяются в жидкость. На основании данных обзора Ирвинга [176] при построении численных моделей кристаллизации природных магм мы приняли следующие значения коэффициентов распределения:

$$K_{c,Sc}^{Ol} = 0,37, \quad K_{c,(V,Sr,Ba)}^{Ol} = 0,004.$$

Титан. Хотя экспериментальных данных о распределении Ti между оливином и базальтовым расплавом накоплено довольно много, но обработкой и обработки этого материала до последнего времени не проводилось. Полученные Дюком [146] в интервале температур 1125–1250 °C значения $K_{c,Ti}^{Ol}$ колеблются от 0,03 до 0,15, составляя в среднем 0,07. При этом какой-либо систематической зависимости $K_{c,Ti}^{Ol}$ от температуры не наблюдалось. На основании обработки данных по равновесному плавлению аналогов лунных пород [129, 139, 160, 163 и др.] мы установили, что $K_{c,Ti}^{Ol}$ в этих экспериментах (1099–1302 °C) меняется от 0,01 до 0,07 и составляет в среднем $0,04 \pm 0,01$ ($n = 41$).

Распределение микроэлементов между пироксеном и расплавом

Количество экспериментальных данных о распределении примесных элементов между пироксеном и расплавом не велико, и получены они преимущественно в синтетических системах (см. табл. 10). Ряд значений $K_{c,i}^{Px}$ приведены в материалах докторских диссертаций Бирда [130] и Линдстрема [190] — результаты этих работ подробно рассматриваются в обзоре Ирвинга [176], поэтому ниже мы их приводим без ссылок на первоначальные источники. Полезная информация о поведении микроэлементов имеется также в работе Хюбнера и Турнока [174], проводивших эксперименты по равновесному плавлению природных пироксеновых кристаллов. Значения $K_{c,i}^{Px}$, полученные различными исследователями, в ряде случаев достаточно хорошо согласуются друг с другом, однако ограниченность данных по природным базальтовым системам, а также не всегда четкое разделение фазовых разновидностей пироксенов (для низкокальциевого пироксена обычно не проводится разделение на *Pig* и *Opх*) не позволяют пока использовать эти коэффициенты распределения столь же уверенно, как это сделано в отношении $K_{c,i}^{Ol}$.

Никель. Нам удалось найти лишь одну работу, в которой приведено несколько значений $K_{c,Ni}^{Aug}$, полученных в экспериментах с природным образцом щелочного базальта (42,3 мас.% SiO₂, 4,9 мас.% Na₂O + K₂O) [191]. Коэффициенты $K_{c,Ni}^{Aug}$, полученные Дюком [146] в синтетической системе (см. табл. 10), по причине, рассмотренной выше, по-видимому, не относятся к равновесным. Поэтому большинство данных, характеризующих распределение Ni между высококальциевым пироксеном и расплавом, представлены в виде значений и температурных зависимостей $K_{c,Ni}^{Di}$ (табл. 12), рассчитанных по результатам экспериментов в безжелезистых системах [5, 191, 229]. Данные работ [5, 191] неплохо согласуются при $T = 1300$ °C ($K_{c,Ni}^{Di}$ равняется соответственно 2,0 и 1,6), однако сильно

Таблица 12. Средние значения и параметры температурных зависимостей коэффициентов распределения Ni, Co, Mn, Cr и Ti между пироксенами и алюмосиликатными расплавами

№	Интервал температур, °С	Минерал	Элемент	$K_{c,i}^{Px}$		
				$\bar{K}_{c,i}^{Px}$	$\bar{\sigma}$	
1	1125–1250	Aug	Mn	0,63	0,08	
			Ti	0,34	0,09	
2	1076–1300	Px	Cr	2,38	0,59	
			Ni	3,07	2,33	
3	1170–1340	Di	Co	0,92	0,41	
			Mn	0,59	0,28	
			Ni	—	—	
4	1200–1350	Di	Co	—	—	
			Mn	—	—	
			Ni	—	—	
5	1099–1150	Aug	Cr	4,81	2,06	
			Ti	0,27	0,08	
	1071–1225	LCaPx	Cr	2,76	0,91	
			Ti	0,19	0,04	
			Px	—	—	
6	~ 1050–1300	Aug	Cr	0,67	0,40	
			Ti	2,22	0,55	
		Pig	Ti	0,20	0,07	
			Opх	Ti	0,14	0,10
			Opх	Ti	0,12	0,06

Примечание. При оценке коэффициентов распределения Mn и Cr, по данным работ [172, 174], разделение на высоко- и низкокальциевые пироксены не проводилось. Данные работ [5, 191] и экспериментов по плавлению аналогов лунных базальтов [129, 139, 160, 163 и др.] обработаны нами.

расходятся при более низких температурах. Значения $K_{c,Ni}^{Aug}$, полученные Линдстремом и Уэйлом в щелочнобазальтовой системе при температурах 1112–1132 °С, примерно в 5 раз ниже, чем $K_{c,Ni}^{Di}$, экстраполированные по температурной зависимости в табл. 12 при тех же условиях. Эти расхождения, несомненно, являются следствием сильной зависимости $K_{c,Ni}^{Cpx}$ от состава исследуемой системы, причем влияние этого фактора удается существенно нивелировать, если для описания распределения Ni использовать не весовые значения коэффициентов распределения, а константы равновесия реакции кристаллизации никелевого аналога диоксида [191]. При проведении расчетов мы использовали $K_{c,Ni}^{Aug} = 5$.

Несколько значений $K_{c,Ni}^{LCaPx}$ получено в экспериментах с синтетическими системами [176]. Из эти данных отметим близкие результаты, полученные Бирдом [130] в системе $SiO_2-Al_2O_3-MgO-CaO$ при $T = 1300$ °С и Линдстремом [190] в системе FAS при $T \approx 1330$ °С: значения $K_{c,Ni}^{LCaPx}$ равняются соответственно 3,03 и 3,10.

Кобальт. Экспериментальные данные о распределении Co между диоксидом и расплавом [5, 191] также представлены в табл. 12 в виде зависимостей $\ln K_{c,Co}^{Di}$ от обратной температуры. Среднее значение $K_{c,Co}^{Di} =$

$\ln K_{c,i}^{Px} = A/T + B$		Коэффициент корреляции	Число точек	Литература
A	B			
—	—	—	6	
—	—	—	6	[146]
—	—	—	16	[172]
28960	-17,74	0,955	38	
18584	-12,27	0,953	25	[191]
19495	-13,24	0,894	23	
11058	-6,53	—	6	
12641	-8,73	—	6	[5]
19374	-13,49	—	6	
—	—	—	8	[129, 139, 160,
—	—	—	8	163, 164, 216,
15746	-10,14	0,823	33	236, 237]
—	—	—	33	
—	—	—	14	
—	—	—	17	
—	—	—	11	[174]
—	—	—	5	
—	—	—	5	

= 0,92 рассчитано по данным работы [191] и отражает (как и в случае Ni) область температур, в интервал которых попадает большинство экспериментальных точек. Величина $K_{c,Co}^{Di}$ хорошо согласуется для работ [5, 191] при 1300 °С (0,64 и 0,50 соответственно), но хуже при более низких температурах (примерно 1,4 и 0,9 при 1200 °С). В экспериментах с образцом щелочного базальта при 1132 °С получено единичное значение $K_{c,Co}^{Aug} = 1,33$.

Коэффициенты $K_{c,Co}^{LCaPx}$, по данным Бирда и Линдстрема, возрастают с понижением температуры от 1,00 при 1400 °С до 1,41 при 1300 °С [176].

Марганец. По данным Линдстрема и Уэйла [191], значения $K_{c,Mn}$ в системе Di-Ab-An возрастают от 0,36 до 1,41 при понижении температуры от 1310 до 1170 °С. С этими данными хорошо согласуются результаты Л.А. Арутюняна и Г.О. Саргсяна [5] (см. табл. 12). Два значения $K_{c,Mn}^{Aug}$ (0,19 и 0,70) получены в экспериментах с образцом щелочного базальта при 1132 и 1130 °С [191]. Величины $K_{c,Mn}^{Aug}$, полученные Дюком в синтетической системе [146], возрастают от 0,55 при 1250 °С до 0,75 при 1125 °С (в среднем $K_{c,Mn}^{Aug} = 0,63 \pm 0,08$). Результаты экспериментов

Хюбнера и Турнока [174] по равновесному плавлению природных пироксенов дают близкое среднее значение $K_{c, Mn}^{Px} = 0,67$, но при значительно более высокой дисперсии ($\pm 0,40$). Эти исследователи не наблюдали каких-либо систематических различий $K_{c, Mn}^{Px}$ для высоко- и низкокальциевых пироксенов.

Значения $K_{c, Mn}^{LCaPx}$, полученные в синтетических системах Бирдом и Линдстремом, варьируют в диапазоне температур 1350–1300 °С от 0,68 до 0,80 [176].

Хром. Распределение Cr между пироксеном и расплавом зависит от состава системы, температуры и окислительно-восстановительных условий. Не всегда удается разделить влияние этих факторов, как и доказать равновесность сосуществующих фаз по распределению в них Cr.

Шрайбер и Хаскин [223] исследовали распределение Cr между диопсидом и расплавом в системе *FAD* и между протознстатитом и расплавом в системе *FAS* при температурах 1300 и 1350 °С и $10^{-1.2} \leq f_{O_2} \leq 10^{-1}$ атм. При этом было показано, что $K_{c, Cr}^{Px}$ возрастают при уменьшении температуры и увеличении f_{O_2} . В последующем исследовании Шрайбера [222] было установлено, что при $T = 1350$ °С значения $K_{c, Cr_2O_3}^{En(Di)}$ больше значений $K_{c, CrO}^{En(Di)}$: в системе *FAD* $K_{c, Cr_2O_3}^{Di} = 3,0-3,6$, $K_{c, CrO}^{Di} = 1,0$; в системе *FAS* $K_{c, Cr_2O_3}^{En} = 4,0-9,0$, $K_{c, CrO}^{En} = 1,0-1,8$.

Хюбнер с соавт. [172], позднее Хюбнер и Турнок [174] в экспериментах по плавлению земных и лунных пироксенов не наблюдали каких-либо систематических отличий между значениями $K_{c, Cr}^{Px}$ для высоко- и низкокальциевых пироксенов (см. табл. 12), равно как и зависимости этих коэффициентов распределения от температуры.

Рассмотрение результатов экспериментов по плавлению синтетических аналогов лунных базальтов показало, что $K_{c, Cr}^{Aug}$ в целом выше, чем $K_{c, Cr}^{LCaPx}$, причем последние сильно возрастают при понижении температуры. Используемые нами коэффициенты распределения хрома даны в табл. 13.

Скандий, ванадий. Первые данные о распределении Sc между *Di* и расплавом в системе *Di-Ab-An* были получены Линдстремом, использовавшим для микрозондового анализа метод дозирования [190]. Он указал на значительные вариации значений $K_{c, Sc}^{Di}$ в зависимости от температуры: примерно 0,7 при 1300 °С и 2,2 при 1200 °С. Более детальное исследование в этой же системе, но с применением ионного микрозонда предприняли Рэй с соавт. [214]. Они подтвердили сильную зависимость $K_{c, Sc}^{Di}$ от температуры, но обнаружили также влияние состава. При проведении этих экспериментов $K_{c, Sc}^{Di}$ возрастал с увеличением кислотности расплава: при $T = 1345$ °С от 0,35 до 0,59, а при 1250 °С от 1,4 до 2,6.

Распределение Sc между низкокальциевым пироксеном и расплавом охарактеризовано всего лишь двумя значениями [176]: $K_{c, Sc}^{LCaPx} = 0,53$ получено Линдстремом в системе *FAS* при 1320 °С, а $K_{c, Sc}^{LCaPx} = 1,4$ получено Мак-Кеем и Уэйлом в экспериментах с синтетическим аналогом лунного базальта при $T = 1195$ °С.

Таблица 13. Принятые при расчетах коэффициенты распределения микроэлементов и титана между породообразующими минералами и базальтовым расплавом

Минерал	Ni	Co	Mn	Cr	Sc	V	Sr	Ba	Ti
<i>Ol</i>	ТЗ	ТЗ	ТЗ	0,9	0,37	0,004	0,004	0,004	0,04
<i>Pl</i>	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	ТЗ	ТЗ	0,03
<i>Aug</i>	5,0	ТЗ	ТЗ	15,0	2,5	1,5	0,22	0,10	0,30
<i>Pig</i>	3,2	1,6	0,8	3,0	1,0	1,0	0,02	0,01	0,15
<i>Ilm</i>	10,0	3,0	1,0	6,0	1,0	12,0	0,01	0,01	—
<i>Sp</i>	29,0	7,4	1,8	153,0	2,5	26,0	0,01	0,01	—

Примечание. ТЗ — температурные зависимости: $\ln K_{c, Ni}^{Ol} = 11703/T - 5,21$, $\ln K_{c, Co}^{Ol} = 16527/T - 10,03$, $\ln K_{c, Mn}^{Ol} = 10219/T - 6,73$, $\ln K_{c, Sr}^{Pl} = 9050/T - 5,24$, $\ln K_{c, Ba}^{Pl} = 11800/T - 8,85$, $\ln K_{c, Co}^{Aug} = 18584/T - 12,27$, $\ln K_{c, Mn}^{Aug} = 19495/T - 13,24$. Значение $K_{c, Cr}^{Aug} = 15,0$ принято на основании результатов обработки данных о распределении Cr в вертикальных разрезах дифференцированных силлов по методике [7].

Возможность нахождения ванадия в расплавах в формах V^{3+} , V^{4+} и V^{5+} [9] приводит к сильной зависимости его коэффициентов распределения от окислительно-восстановительных условий кристаллизации. Так, Линдстремом установлено, что величина $K_{c, V}^{Di}$ падает на порядок при увеличении f_{O_2} от соответствующих буферу Fe—FeO до значений, превышающих их примерно на 10 логарифмических единиц (см. рис. 16 в [176]). С другой стороны, существует, по-видимому, довольно сильная зависимость $K_{c, V}^{Px}$ от температуры, поскольку, согласно данным Дюка [146], полученным при $10^{-11} < f_{O_2} < 10^{-10}$, $K_{c, V}^{Aug}$ возрастают от 0,22 при 1250 °С до 2,31 при 1125 °С. Для построения численных моделей фракционирования V в базальтовых расплавах представляется разумным принять промежуточное значение $K_{c, V}^{Aug} = 1,5$, попадающее в интервал температур кристаллизации авгитов (~1130–1170 °С) и природных значений f_{O_2} .

По данным, приведенным в работе [176], $K_{c, V}^{LCaPx}$ при понижении f_{O_2} возрастает от 0,06 до 3,4. По-видимому, в качестве первого приближения для расчетов можно принять $K_{c, V}^{Pig} = 1,0$.

Стронций, барий. Распределение Sr между авгитом и толеитовым расплавом было изучено в работе [230] при температурах 1142–1162 °С и атмосферном давлении. Значения $K_{c, Sr}^{Aug}$ варьируют от 0,17 до 0,28 и составляют в среднем $0,22 \pm 0,02$ ($n = 13$). Авторы исследования приводят рассчитанную по этим данным температурную зависимость $\ln K_{c, Sr}^{Aug} = 4254/T - 31,37$, однако ее наклон слишком велик и не согласуется с данными по зависимости $\ln K_{c, Sr}^{Di}$ от $1/T$, полученными в системе Di—Ab—An [214]. Распределение Ba между Са-клинопироксеном и расплавом при атмосферном давлении не исследовано, а результаты, полученные при давлении 20 кбар, различаются более чем на 2 порядка, и возрастают примерно от 0,002 до 0,30 [176].

Значения $K_{c, Sr}^{Pig}$ и $K_{c, Ba}^{Pig}$ на основании данных, приведенных в обзоре [176], могут быть приняты равными 0,02 и 0,01 соответственно.

Титан. Распределение Ti между высококальциевым пироксеном и силикатным расплавом изучено в работах [146, 174, 190, 214]. Причем, если данные Линдстрема [190] и Рэя с соавт. [214] указывают на заметное увеличение $K_{c, Ti}^{Di}$ и $K_{c, Ti}^{Aug}$ по мере понижения температуры, то результаты работ [146, 174] не подтверждают такой зависимости. Среднее значение $K_{c, Ti}^{Aug} = 0,34 \pm 0,09$ ($n = 6$), полученное Дюком [146], близко к рассчитанному нами на основании анализа результатов экспериментов с лунными базальтами (см. табл. 12) : $K_{c, Ti}^{Aug} = 0,27 \pm 0,08$ ($n = 8$).

Данные Хюбнера и Турнока [174], а также анализ работ [129, 139, 160 и др.] приводят к выводу, что значения $K_{c, Ti}^{L_{Ca}Px}$ и $K_{c, Ti}^{Aug}$ попадают в интервал от 0,1 до 0,2 (см. табл. 12), причем величины первого систематически ниже.

Распределение микроэлементов между плагиоклазом, железорудными минералами и расплавом

Ni, Co, Mn, Cr, Sc, V, Ti "допускаются" в структуру плагиоклаза в ограниченных количествах и при кристаллизации этого минерала в основном перераспределяются в жидкость. Согласно данным, приведенным в обзоре [176], экспериментальные значения $K_{c, i}^{Pl}$ для Ni, Co, Mn, Sc и Ti варьируют от 0,017 до 0,065. Данные о $K_{c, Cr}^{Pl}$ и $K_{c, V}^{Pl}$ отсутствуют. При численном моделировании кристаллизации природных магм для всех этих элементов мы принимаем $K_{c, i}^{Pl} = 0,03$.

Стронций и барий. Распределение Sr между плагиоклазом и расплавом исследовалось в работах [230, 145]. Причем, хотя данные обоих исследований основаны в значительной мере на экспериментах с природными образцами, значения $K_{c, Sr}^{Pl}$, полученные Дрейком и Уэйлом систематически выше приведенных в работе [230] (см. рис. 22 в [176]). Мы отдаем предпочтение экспериментам Дрейка и Уэйла, поскольку при их проведении длительность экспериментальных плавок составляла не менее недели, тогда как в экспериментах Сан с соавт. она не превышала 30 ч [230]. Согласно данным работы [145], распределение Sr и Ba между плагиоклазом и базальтовым расплавом может быть с хорошей корреляцией описано температурными зависимостями (см. табл. 13).

Детальных экспериментальных исследований распределения микроэлементов между ильменитом, магнетитом и силикатным расплавом не проводилось. В сводке использованных нами при расчетах коэффициентов распределения (см. табл. 13) приведены единичные значения $K_{c, (Cr, V)}^{Ilm}$ и $K_{c, (Mn, Sc)}^{Sp}$, заимствованные из обзора [176]. Для остальных элементов значения $K_{c, i}^{Ilm}$ постулированы, а величины $K_{c, i}^{Sp}$ приняты на основании данных Достэла с соавт. [140] о распределении Ni, Co, Cr и V между фенокристаллами магнетита и стекловатым мезостазиом базальтов.

ЭВМ-МОДЕЛИРОВАНИЕ РАВНОВЕСНОЙ И ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ

Охарактеризованные в предыдущей главе геотермометры и алгоритм решения задачи равновесия образуют процедуру ЭВМ-моделирования равновесий расплава с минералами в базальтовой части системы $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O}$. Ассоциация минералов соответственно этой модели может быть представлена любыми сочетаниями минералов – твердых растворов оливина ($Fo-Fa$), плагиоклаза ($An-Ab$), авгита и пижонита ($En-Fs-Wo$, с учетом вхождения Al_2O_3 и TiO_2), ильменита ($\text{FeTiO}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3$) и шпинели ($Ulv-Mt$). Низкокальциевые пироксены представлены здесь только пижонитом, поэтому область применения рассмотренной модели следует ограничивать толеитовыми базальтовыми расплавами, для которых при низком давлении характерна кристаллизация безортопироксеновых минеральных ассоциаций [159].

Выше уже отмечалось, что в общем случае ЭВМ-модели геохимических процессов должны состоять из термодинамической и динамической частей. Однако в некоторых ситуациях динамика процессов настолько вырождается, что их моделирование сводится просто к многократному решению задачи равновесия.

В настоящей главе будут рассмотрены два типа процессов с вырожденной динамикой, т.е. процессов, поддающихся воспроизведению на основе только описанной в гл. 5 ЭВМ-модели равновесий расплав–минералы. Это процессы равновесной и идеальной фракционной кристаллизации базальтовых расплавов.

РАСЧЕТ ТРАЕКТОРИЙ РАВНОВЕСНОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ (ПРОГРАММА РТРК)

Построение траектории¹ равновесной кристаллизации расплава заданного состава проводится путем последовательного решения задачи термодинамического равновесия по мере увеличения его степени закристаллизованности (понижения температуры) с малым шагом. Этот случай наиболее удобен для сравнения результатов расчетов и экспериментальных данных, поскольку в большинстве работ, посвященных изучению кристаллизации базальтовых расплавов, по вполне понятным методическим причинам рассматривается именно равновесная кристаллизация. На рис. 43 сравниваются экспериментальные и расчетные температуры кристаллизации силикатных фаз при равновесном затвердевании расплавов земных базальтов в заданных окислительно-восстановительных условиях. Составы исходных расплавов, условия проведения экспериментов и соответствующие литературные ссылки даны в табл. 14. Сопоставление показывает, что

¹Траекториями кристаллизации мы называем совокупность данных об эволюции температуры, пропорций и составов жидкой и твердых фаз по мере увеличения степени закристаллизованности (фракционирования) расплавов.

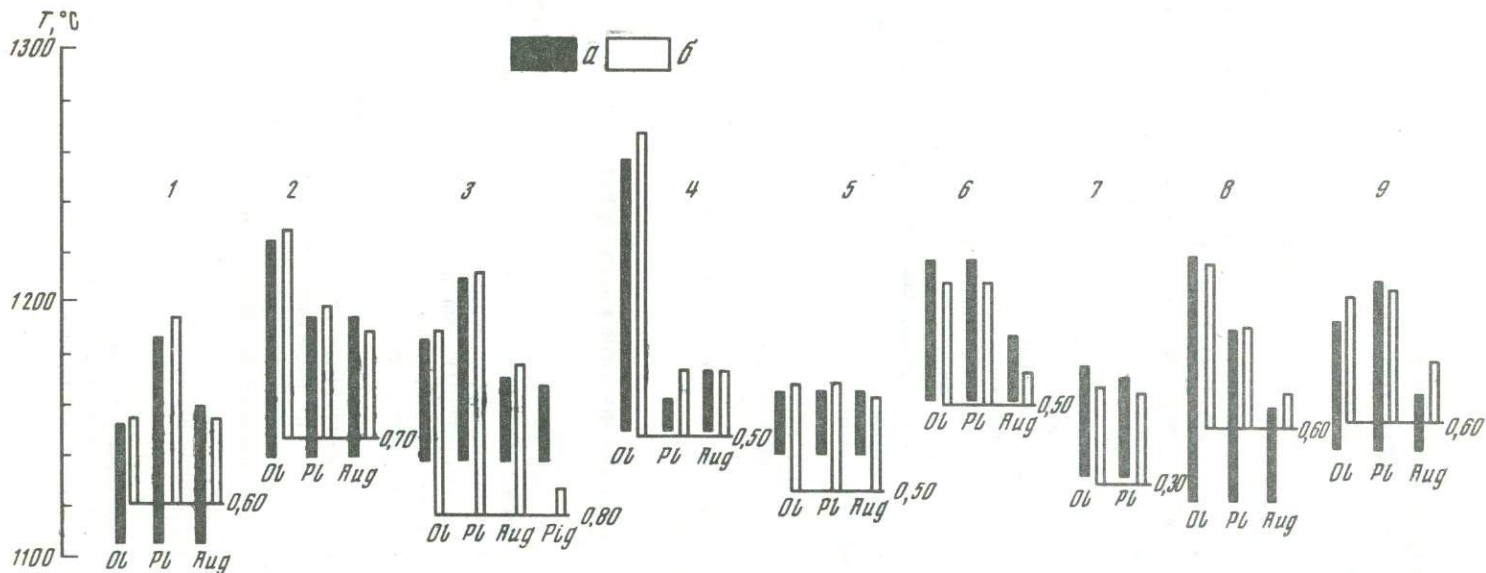


Рис. 43. Сравнение экспериментальных (а) и расчетных (б) температур кристаллизации оливина, плагиоклаза и пироксена при равновесном затвердевании базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода

Номера траекторий кристаллизации соответствуют составам исходных расплавов в табл. 14; для каждого состава приведено значение максимальной степени закристаллизованности φ , при которой прекращались расчеты

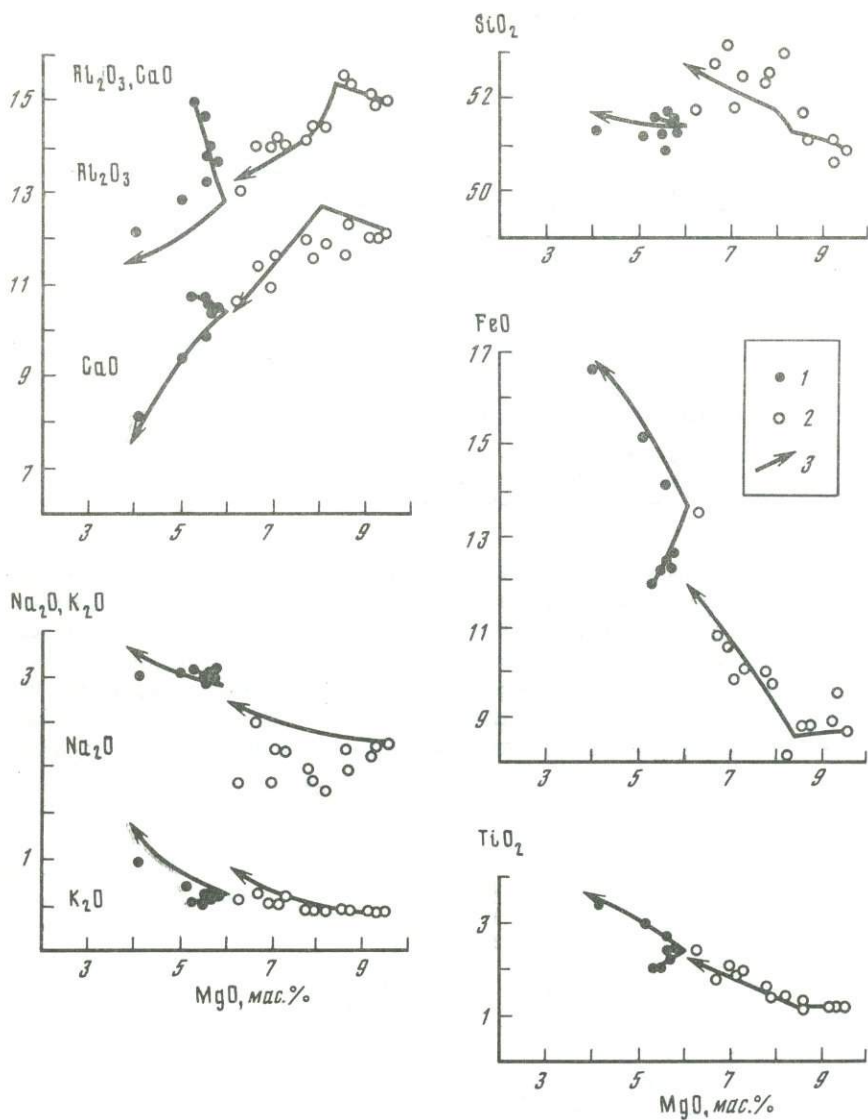


Рис. 44. Сравнение экспериментальных и расчетных линий эволюции составов жидкостей при равновесной кристаллизации базальтовых расплавов

1 — по: [238], исходный состав № 1 (см. табл. 14); 2 — по: [161], исходный состав № 2 (см. табл. 14); 3 — результаты расчетов по предлагаемой модели (программа РТК)

Т а б л и ц а 14. Условия проведения экспериментов по плавлению образцов земных базальтов

№	Образец	Химический состав, мас. %*	
		SiO ₂	TiO ₂
1	Базальт V 30-RD8-P22, САХ**, 35° с.ш.	51,54	2,05
2	Базальт A 11-32-12-6, САХ, 43° с.ш.	50,91	1,15
3	Базальт A11-96-6-42, САХ, 23° с.ш.	51,48	1,32
4	Базальт 1959 _в , Килауза Ики	48,80	2,63
5	Базальт S 1 _α , Килауза Ики	50,05	3,07
6	Закаленное габбро, Скергаард	49,68	1,16
7	Диабаз RHB, пров. Онтарио, Канада	51,09	2,07
8	Базальт 395 A-8-1, САХ, 23° с.ш.	50,12	1,64
9	Базальт 396-30-1, САХ, 23° с.ш.	50,78	1,49

*Составы пересчитаны на 100%, FeO' = FeO + 0,9 Fe₂O₃ + MnO.

** САХ – Срединно-Атлантический хребет.

***Фугитивность кислорода при проведении экспериментов не контролировалась.

порядок появления на ликвидусе главных породообразующих минералов модель РТРК предсказывает верно, а температуры их кристаллизации воспроизводит в большинстве случаев с точностью не ниже ± 10°С. Следует отметить, что для корректной оценки направленности эволюции базальтовых расплавов наиболее важным представляется точное определение не столько абсолютной, сколько относительной температуры кристаллизации минералов. При выполнении этого условия должно наблюдаться наилучшее

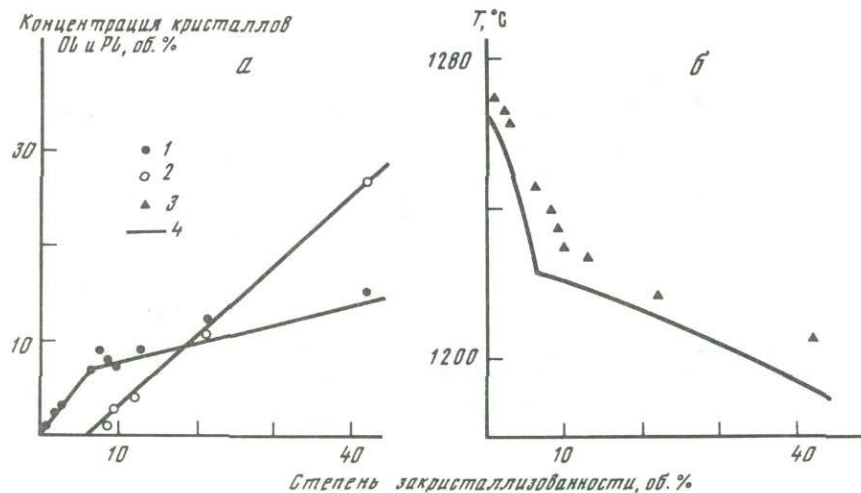


Рис. 45. Сравнение экспериментальных и расчетных данных об эволюции фазового состава системы (а) и температуры (б) при кристаллизации расплава магнезиального толеитового базальта

Результаты экспериментов [127]: 1 – оливин; 2 – плагиоклаз; 3 – температура; 4 – результаты расчетов по предлагаемой модели (программа РТРК)

Химический состав, мас. %*						Буфер или f_{O_2} , атм	Литература
Al ₂ O ₃	FeO'	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O		
14,98	11,86	5,29	10,74	3,02	0,52	QFM	[238]
14,98	8,67	9,52	12,15	2,22	0,39	QFM	[161]
16,35	9,25	7,31	11,61	2,46	0,21		
12,39	11,56	10,94	10,94	2,20	0,54	QFM***	[233]
13,74	11,79	6,76	11,52	2,46	0,60		
17,11	9,57	8,57	11,31	2,35	0,25	Ni/NiO	[128]
15,34	13,30	6,17	8,96	1,99	1,09	10 ⁻⁹	[170]
15,03	11,33	8,42	10,62	2,71	0,13	10 ⁻⁸	[154]
16,24	9,27	7,95	11,26	2,82	0,19	QFM	[147]

соответствие экспериментальных и модельных линий эволюции составов расплавов на вариационных диаграммах [1]. Этот случай иллюстрирует рис. 44, на котором рассчитанные линии эволюции базальтовых жидкостей (для траекторий 1 и 2 на рис. 43) сравниваются с составами соответствующих закалочных стекол [161, 238]. Здесь также наблюдается достаточно хорошее соответствие результатов расчетов и экспериментов. Различия экспериментальных и модельных трендов эволюции содержания Na₂O в расплавах определено связаны с потерями летучих элементов при проведении длительных плавов [161]. В связи с этим следует подчеркнуть, что, поскольку при проведении физических экспериментов существуют сложности в сохранении неизменным валового состава системы, результаты ЭВМ-моделирования в ряде случаев могут оказаться более реальными и информативными.

Важным параметром кристаллизации расплавов являются пропорции твердых фаз в кристаллизующихся ассоциациях. Однако экспериментальные данные о пропорциях кристаллизации породообразующих минералов природных базальтовых систем весьма ограничены. Нам удалось найти лишь одну работу, в которой предпринята попытка непосредственно проследить при помощи оптических методов за изменением количества Ol и Pl при равновесной кристаллизации (0 ≤ φ ≤ 42 об.%) расплава магнезиального толеитового базальта [127]. На рис. 45,а эти данные сопоставляются с результатами соответствующих расчетов. Сравнение показывает, что по крайней мере пропорции кристаллизации Ol–Pl ассоциации модель РТРК предсказывает с хорошей точностью. Рис. 45,б иллюстрирует пример сравнения наблюдаемой [127] и расчетной зависимостей температуры кристаллизации от степени затвердевания расплава. Причины ступенчатого облика такого рода кривых обсуждались ранее [4], здесь только отметим вполне удовлетворительное соответствие результатов расчета и эксперимента.

Было бы также интересно провести систематическое сравнение стандартного набора экспериментальных траекторий кристаллизации с соответ-

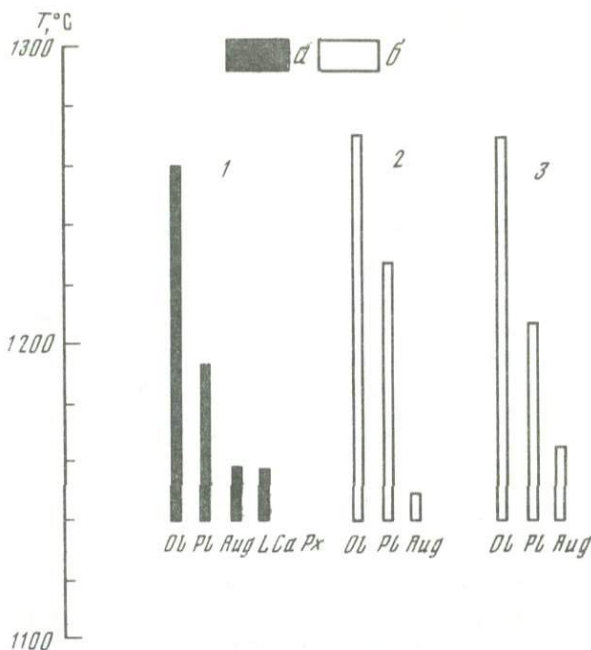


Рис. 46. Сравнение экспериментальной (а) и расчетных (б) температур кристаллизации оливина, плагиоклаза и авгита при равновесном затвердевании расплава андезитобазальта в условиях буфера Ni—NiO

1, 2 — по: [156]; 3 — результаты расчетов по предлагаемой модели (программа РТРК)

вующими результатами их расчета на основе предлагаемых разными авторами моделей. В настоящее время, кроме рассмотренной, известны модели кристаллизации Натана и Ванкирка [209], Нильсена и Дунгана [211], Форда [151], Гиорсоу и Кармайкла [156]. Последняя модель наиболее сложная — в ее основу положено описание термодинамики расплавов и твердых фаз при помощи теории регулярных растворов. На рис. 46 показаны экспериментальная и расчетные (модель Гиорсоу и Кармайкла [156], программа РТРК) траектории равновесной кристаллизации расплава известково-щелочного андезитобазальта в условиях буфера Ni—NiO. Как видно, для данного состава предлагаемая нами модель более точно воспроизводит начальную температуру кристаллизации *Pl* и, что более важно, относительный порядок появления на ликвидусе *Ol*, *Pl* и *Aug* (отсутствие на ликвидусе *Pig* в случае расчетов по модели РТРК связано, по-видимому, с тем, что в реальных условиях в качестве низкокальциевой фазы кристаллизовался *Orx*). К сожалению, данных, необходимых для более подробного сравнения различных моделей, пока не опубликовано.

В целом результаты ЭВМ-моделирования равновесной кристаллизации свидетельствуют о возможности приложения разработанной модели для решения задач, связанных с количественной интерпретацией толеитовых ассоциаций пород (континентальные базальты и долериты, океанские и островодужные толеитовые серии).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ БАЗАЛЬТОВЫХ РАСПЛАВОВ (ПРОГРАММА РТФК)

Идеальная фракционная кристаллизация представляет собой процесс кристаллизации расплава с непрерывным и полным отделением от него образующейся твердой фазы. Моделирование этого процесса сводится к последовательному решению задачи равновесия расплав—минералы по ходу увеличения с небольшим шагом общей степени закристаллизованности¹ (понижения температуры), однако в отличие от случая равновесной кристаллизации валовый состав смеси изменяется после каждого шага — это изменение проводится путем удаления всей равновесной с расплавом твердой фазы.

Как предельная форма динамики процесса идеальная фракционная кристаллизация имеет значительно большее петрологическое значение, чем кристаллизация равновесная. Согласно конвекционно-кумуляционной модели (см. гл. 3 и 4), динамика внутрикамерной кристаллизационной дифференциации расплава является, по-существу, динамикой фракционной кристаллизации. Этот процесс отличается от идеальной фракционной кристаллизации (если говорить именно об эволюции состава жидкости, не затрагивая вопрос о механизме формирования из нее пород) только неполнотой отделения от расплава образующихся в его объеме кристаллов. Однако, во-первых, с количественной точки зрения этот фактор влияет на эволюцию расплава обычно не слишком сильно (это будет проиллюстрировано результатами моделирования). Во-вторых, с увеличением размера магматической камеры протекающий в ней процесс кристаллизационного фракционирования, как правило, должен приближаться к идеальному. Дело в том, что скорость потери тепла магматической камерой, а значит, и скорость появления в ее объеме твердой фазы с течением времени понижаются пропорционально $1/\sqrt{t}$, а время полного затвердевания расплава увеличивается пропорционально квадрату размера камеры. Поэтому, чем больше размер камеры, тем медленнее в среднем она остывает, тем больше времени имеют взвешенные кристаллы, чтобы осесть, тем ближе протекающий в камере процесс к идеальному фракционированию.

Таким образом, построение траекторий идеальной фракционной кристаллизации базальтовых расплавов представляет уже непосредственный петрологический интерес. К числу объектов, для петрогенетической интерпретации которых традиционно привлекается концепция фракционной кристаллизации, относятся серии интрузивных и эффузивных магматических пород [11, 101]. Сравнение рассчитанных как траектории идеальной фракционной кристаллизации линий эволюции составов расплавов с наблюдаемыми трендами дифференциации позволяет оценить, с одной стороны, реалистичность выбранного состава исходного расплава, с другой — наиболее вероятный диапазон условий его кристаллизации. Ниже будет рассмотрен результат расчета траекторий фракционной кристаллизации расплава, отвечающего предполагаемому составу исходной магмы Скергардского плутона — объекта, являющегося классическим примером эффективного

¹Общую степень закристаллизованности применительно к фракционному процессу иногда называют степенью фракционирования [49, 193] $\varphi = m_s/m_0$, где m_0 — начальная масса расплава; m_s — масса образованной из него твердой фазы.

фракционирования толеитовой магмы. Результаты моделирования кристаллизации вулканических толеитовых серий Килауза и Тингмули [233, 135] и силла Палисейд [239, 240] рассмотрены в статьях [2, 3].

Большинство вычислений относится к условиям открытых по кислороду систем, когда эволюция f_{O_2} над расплавом задается температурными зависимостями буферных равновесий железо—вюстит ($Fe-FeO$), вюстит—магнетит (WM) и кварц—фаялит—магнетит (QFM) [3]. Расчеты прекращались при содержании MgO в жидкости ≤ 2 мас.% или $SiO_2 \geq 60-65$ мас.%, т.е. в условиях, отвечающих пределам применимости соответствующих геотермометров [1].

ТОЛЕИТОВЫЕ СЕРИИ И ТРЕНДЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ТОЛЕИТОВЫХ МАГМ

Термин "толеит" получил широкое распространение после 1887 г., когда Розенбуш заново определил толеит Штейнингера (1840 г.) как "мелалфировую породу с интерсертальной структурой" [234]. В 20–30-х годах нашего столетия толеитами называли вулканические породы северной Англии и Шотландии, отвечающие пересыщенным кремнеземом базальтам и их дайковым аналогам [115, 234]. Специфическую трактовку этого термина дал Кеннеди [183], который на примере магмы центрального непорфирового типа Малла (Гебридские острова) ввел понятие "толеитового типа магмы" и рассматривал в качестве основных признаков толеитовых базальтоидов пересыщенность SiO_2 и присутствие субкальциевого авгита или пижонита. На основании этих критериев к толеитам были отнесены базальтоиды деканских трапш, долериты Карру и большинство платобазальтов [183]. Кеннеди указал также на характерный ряд дифференциатов толеитовой магмы: базальт толеитового типа \rightarrow андезит \rightarrow риолит, позднее получивший название толеитовой серии [34, 135, 197, 234]. К середине 60-х годов с толеитами были отождествлены базальты "пижонитовой серии" Восточной Японии [185, 186], ряд низкощелочных базальтов Гавайских островов [198] и базальтоиды дифференцированной серии вулк. Тингмули [135]. При этом к толеитам стали относить не только пересыщенные, но также насыщенные (с нормативным Op_x) и недосыщенные (с нормативным Ol) кремнеземом базальты [34]. Следует отметить, что представители англо-американской петрологической школы, указывая на реакционные соотношения между Ol и низкокальциевым пироксеном как на важный минералогический признак толеитовых базальтоидов, до последнего времени не проводили различий между породами, содержащими в основной массе Pig или Op_x [33, 34, 234]. Куно, напротив, придавал этим различиям принципиальное значение и подчеркивал, что к толеитам следует относить только "пижонитовые" базальты [185, 186]. Базальтоиды, в основной массе которых присутствует гиперстен, были выделены им в самостоятельную "гиперстеновую серию", отождествленную позднее с известково-щелочной серией пород [187].

Попытку петрохимической классификации и разделения серий вулканических пород предприняли Ирвайн и Барагар [178]. Выбрав в качестве представительных известково-щелочные вулканы Каскадных гор, эти исследователи для разделения пород толеитовых и известково-щелочных серий предложили разграничительную линию в координатах щелочи—

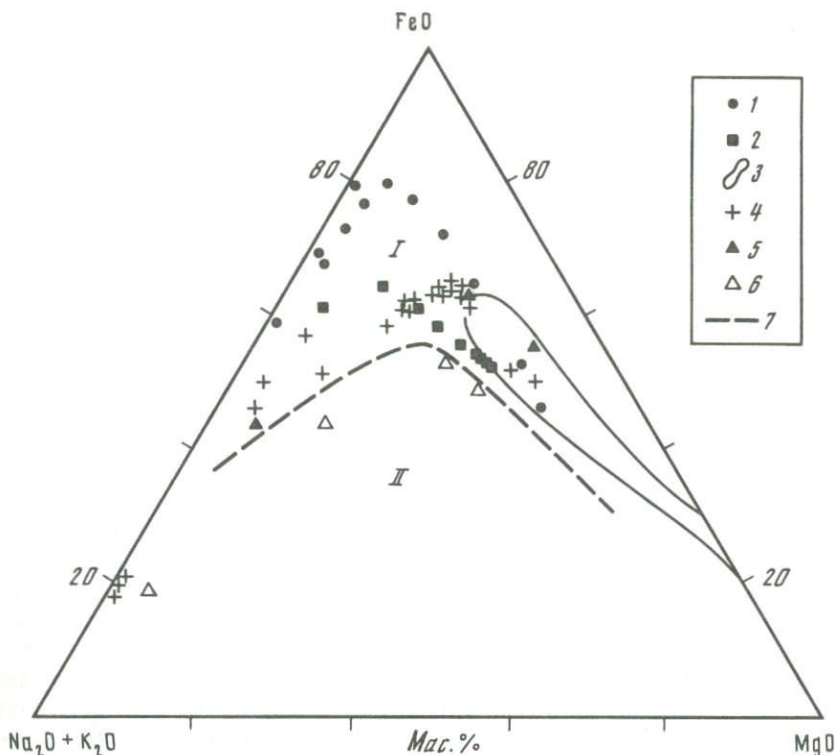


Рис. 47. Разграничение составов пород толеитовых и известково-щелочных серий в координатах $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--FeO--MgO}$ (по: [178])

1 — составы остаточных расплавов и поздних дифференциатов скергаардской магмы [101]; 2 — составы остаточных магм силла Палисейд (рассчитано по данным Уолкера [240]); 3 — толеитовые базальты вулк. Килауэа [178]; 4 — составы вулканитов Тингмули [135]; 5 — средние составы афировых пород пижонитовой серии Идзу-Хаконе [212]; 6 — средние составы афировых пород гиперстенной серии Идзу-Хаконе [212]; 7 — разграничительная линия для пород толеитовых (I) и известково-щелочных серий (II) [178]

FeO--MgO (диаграмма *AFM*, где все железо в виде FeO), хотя кислые члены обеих серий при этом оказались не всегда различимы — (рис. 47). Как следует из приведенных на рис. 47 примеров, для базальтовых членов толеитовых серий характерны низкие содержания щелочей и значительное обогащение железом при уменьшении содержания MgO , т.е. ферреровский или толеитовый [149, 159] тренд дифференциации. При переходе к более кислым составам наблюдается резкое обогащение щелочами и обеднение пород FeO и MgO . Эту особенность промежуточных и кислых членов толеитовых серий иногда с оговорками отождествляют с боуэновским (известково-щелочным) [11] трендом дифференциации, подразумевая, что в обоих случаях характерно монотонное обеднение пород магнием, кальцием, железом и титаном при значительном обогащении SiO_2 [85, 159, 178, 187, 197]. Боуэновский тренд толеитового типа характеризуется, как правило, более резким накоплением щелочей, чем это имеет место в типичных известково-щелочных сериях.

Основываясь на результатах экспериментальных исследований фазовых соотношений в системах базальтового и андезитового состава, Гроув и Бейкер предложили фазовую интерпретацию путей эволюции толеитовых и известково-щелочных магм [159]. На рис. 48 показана построенная ими обобщенная фазовая диаграмма для природных расплавов, насыщенных при атмосферном давлении плагиоклазом (поле *Ol* соответствует совместной кристаллизации *Ol* и *Pl* и т.д.). Важной особенностью этой диаграммы является наличие температурного максимума (точка *T*), разделяющего реакционные точки *A* (*liq, Ol, Pl, Aug, Pig*) и *B* (*liq, Ol, Pl, Opx, Pig*). Этот максимум может служить естественным барьером, разделяющим при атмосферном давлении пути эволюции магматических расплавов, различающихся по содержанию нормативного *Opx*. В соответствии с данными, приведенными на рис. 48, фракционирование толеитовых расплавов (фигуративные точки их составов лежат выше линии, соединяющей оливиновый угол диаграммы с точкой *A*) происходит за счет кристаллизации *Ol-Pl*, *Ol-Pl-Aug* и *Pl-Aug-Pig* ассоциаций. Содержание FeO по мере кристаллизации этих фаз монотонно возрастает, причем наиболее резкое обогащение этим компонентом происходит после прохождения реакционной точки *A* [159]. Содержание SiO_2 на начальных стадиях кристаллизации толеитовых расплавов возрастает слабо, а в реакционной точке *A* возможно даже некоторое его уменьшение. Кристаллизация известково-щелочных расплавов (фигуративные точки их составов лежат правее линии *Opx-Opx* и ниже линии, соединяющей оливиновый угол диаграммы с точкой *B*) характеризуется резким обогащением SiO_2 уже на начальных стадиях, в результате чего наблюдается относительно раннее замещение оливина ортопироксеном и кристаллизация на поздних стадиях *Pig-Opx-Pl* ассоциаций (см. рис. 48). Схема Гроува и Бейкера, несомненно, нуждается в дальнейшем дополнении и уточнении. Однако нетрудно заметить, что предложенная ими фазовая интерпретация ранних и средних стадий эволюции толеитовых магм хорошо согласуется с минералогической интерпретацией базальтов и андезитобазальтов пижонитовой (толеитовой) серии Куно [185, 186] и, по-видимому, может являться основой для понимания закономерностей дифференциации толеитовых магм при низком давлении.

Феннеровский тренд обогащения базальтоидов железом и титаном при уменьшении содержания MgO обусловлен фракционной кристаллизацией базальтовой магмы в условиях низких давлений, когда в кристаллизующейся ассоциации *Pl* преобладает над фемическими минералами [4, 33, 52, 85, 159]. Происхождение боуновского тренда дифференциации является еще предметом дискуссионным, причем выяснение механизма и условий его образования имеет непосредственное отношение не только к проблеме генезиса толеитовых андезит-базальтовых серий, но также, возможно, и к проблеме образования значительных объемов орогенных андезитов [61, 97]. Типичные (известково-щелочные) андезиты богаче щелочами и беднее железом по сравнению с андезитами толеитовых серий [97, 135] и в отличие от последних ассоциируют с резко подчиненным количеством основных вулканитов [61]. Тем не менее совпадение общей направленности трендов дифференциации в области средних и кислых составов позволяет предполагать единый механизм их образования в толеитовых и известково-щелочных сериях пород. В качестве такого механизма обычно

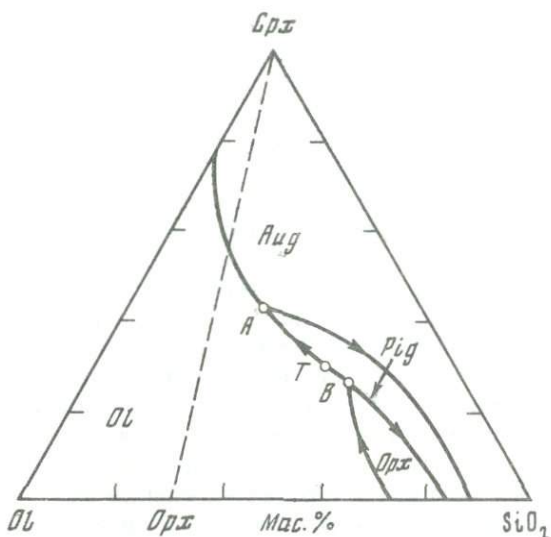


Рис. 48. Фазовая диаграмма расплава, насыщенных при атмосферном давлении плагиоклазом и феррическими минералами (проекция на плоскость $Ol - Crx - SiO_2$ [159])

рассматривают ассимиляцию базальтовой магмой кислого корового материала [98] или ее фракционирование за счет кристаллизации магнетит-содержащих ассоциаций [6, 11, 53, 135, 187, 213]. Развиваются также представления о ликвации базальтовых расплава на рудную магму, содержащую 25–40 мас.% окислов железа и титана, и комплементарные ей расплавы среднего и кислого состава [64].

Эффективность ассимиляции как важного петрогенетического процесса была подвергнута сомнению еще Боуэном на основе энергетических расчетов [11]. С точки зрения образования андезитов этой гипотезе противоречат также данные по изотопным соотношениям $^{87}Sr/^{86}Sr$ и содержаниям в андезитах микроэлементов [97]. Представления о расщеплении базальтовых магм с образованием железорудных ликвантов не подкреплены пока находками соответствующих лав. Более обоснованной экспериментальными и петрологическими данными представляется концепция кристаллизационного фракционирования.

В основе гипотезы фракционной кристаллизации магнетита лежат результаты экспериментальных исследований [6, 53, 213], продемонстрировавших возможность резкого обеднения базальтовых расплава железом и обогащения SiO_2 при их кристаллизации в открытых или буферированных по f_{O_2} условиях. Косвенным доказательством реалистичности этого процесса явились исследования трендов дифференциации базальтовых магм в лавовых потоках Японии, Калифорнии, Сицилии и Гавайских островов, на основании которых Куно пришел к выводу, что переход от феннеровского к боуэновскому тренду дифференциации прямо коррелирует со степенью окисления железа в исходных базальтовых магмах [187]. Серьезным аргументом в пользу кристаллизационного механизма образования толе-

товых андезитов и риолитов Исландии явились результаты балансовых расчетов [84] и прямого математического моделирования фракционной кристаллизации расплава оливинового толеита Тингмули в буферированных по f_{O_2} условиях [156]. Основное возражение оппонентов гипотезы фракционной кристаллизации сводится к тому, что понижение содержания окислов железа и титана при переходе от базальтов к андезитам "очень велико и требует массового отделения ильменита и магнетита" [64], тогда как в магматических породах "нет признаков аккумуляции магнетита в требуемых размерах" [97]. Результаты ЭВМ-моделирования дифференцированных серий Исландии показали, однако, что доля титаномагнетита в кристаллизующихся ассоциациях минералов не столь уж велика и составляет примерно 10 мас.% [2, 84, 156]. Если учесть, что по данным этих расчетов насыщение базальтовых расплавов титаномагнетитом происходит после кристаллизации 40–50% силикатов, то общую массу кристаллизующейся железистой шпинели следует оценить в 5–6%. Полученные значения представляют максимальную оценку и справедливы лишь при условии полного разделения расплава и кристаллизующихся фаз. Любые явления типа частичного захвата остаточного расплава в виде интеркумулятивной жидкости должны приводить к понижению доли средних и кислых дифференциатов [84], а также количества, необходимого для их образования титаномагнетита. На основании этого можно высказать предположение, что суммарное количество железистой шпинели, которую необходимо выделить из базальтовой магмы для образования андезитов и риолитов, по-видимому, не должно превышать 3–4 мас.% от исходного расплава. Эти оценки, в общем, согласуются с низкой распространенностью железородных минералов в природных вулканитах [85, 135]. Прямым доказательством аккумуляции титаномагнетита в ходе кристаллизационной дифференциации толеитовых магм явилось открытие магнетитовых кумулятов в интрузии Скергаард [101].

СКЕРГААРДСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ КОМПЛЕКС

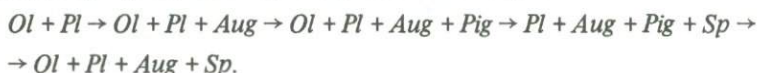
Благодаря почти сорокалетним исследованиям Уэйджера, Дира, Брауна и ряда других петрологов (1930–1968 гг.) Скергаардский интрузив является в настоящее время одним из наиболее изученных расслоенных комплексов. Методы интерпретации химического состава и структуры магматических пород, впервые апробированные на этом объекте [101], стали обязательным элементом петрологических исследований крупных расслоенных интрузивов и дифференцированных силлов. Установленный Уэйджером тренд дифференциации скергаардской магмы многие исследователи рассматривают как классический пример кристаллизационного фракционирования толеитовых магм [33, 52, 187, 197].

Основными структурными единицами Скергаардского интрузива являются расслоенная серия и верхняя краевая группа, составляющие его вскрытую эрозией часть в отношении примерно 2:1 [101]. Кроме того, в качестве отдельного подразделение картируется краевая боковая группа, окаймляющая интрузив вдоль его контактов с вмещающими породами. По мнению Уэйджера и Брауна, расслоенная серия формировалась в результате фракционной кристаллизации магмы и аккумуляции кристаллов на

дне магматической камеры и сложена кумулатами, сменяющими друг друга снизу вверх в последовательности, отвечающей порядку кристаллизации исходного расплава. В пределах верхней краевой группы развиты обогащенные плагиоклазом габброиды и ферродиориты, а также пластовые тела гранофилов. Формировалась она, по-видимому, по механизму направленной кристаллизации в результате продвижения верхнего фронта затвердевания вниз от кровли камеры [101]. Естественной границей между породами расслоенной серии и верхней краевой группы является так называемый сэндвичевый горизонт — пласт мощностью в несколько метров, состав пород и минералов которого отвечает наиболее поздним стадиям фракционирования.

Используя описанный метод численного моделирования фракционирования базальтовых расплавов, мы попытались воспроизвести линию дифференциации скергаардской магмы и оценить некоторые термодинамические параметры этого процесса. Объектом моделирования являлась серия остаточных магм, рассчитанная Уэйджером и Брауном на основании средних составов и объемных соотношений пород расслоенной серии, а также ряд кислых дифференциатов Скергаарда [101]. В качестве исходного магматического расплава был принят состав закаленного краевого габбро EG 4507. Расчеты проводились в условиях открытой ($f_{O_2}^{Fe-FeO}$ и $f_{O_2}^{OFM}$) и закрытой по кислороду системы (табл. 15).

В результате петрографических исследований Уэйджером и Брауном установлена следующая последовательность кристаллизации главных породообразующих минералов расслоенной серии:



Кроме этого, авторы [101] отмечают повсеместное присутствие небольших количеств *Ilm*, который не всегда однозначно диагностируется в качестве кумулятивного минерала. Модельные последовательности кристаллизации характеризуются также почти одновременным появлением на ликвидусе *Ol* и *Pl* при температурах около 1210°С; при $T \approx 1160^\circ\text{C}$ к ним добавляется *Aug* (см. табл. 15). Эти результаты хорошо согласуются с экспериментальными данными Биггара (см. траектории 6 на рис. 43). Во всех вариантах расчетов вслед за *Aug* кристаллизуется титаномагнетит. Модельный *Pig* реакционно замещает *Ol* в условиях $f_{O_2}^{OFM}$ (см. табл. 15), при этом создается впечатление, что поле низкокальциевого пироксена несколько расширяется при переходе к более окислительным условиям. Ильменит кристаллизуется только в восстановительных условиях (буфер Fe—FeO). При расчетах не удалось смоделировать повторное появление на ликвидусе *Ol*, тем не менее модельный порядок кристаллизации в целом верно воспроизводит последовательность выделения фаз при фракционировании скергаардской магмы.

Приведенные в работе [101] данные о составах *Ol* и *Pl* в породах Скергаардского интрузива получены в основном оптическими методами. Поэтому может считаться вполне удовлетворительным соответствие между расчетным составом ликвидусного *Ol* ($FO_{83,4-84,6}$, см. табл. 15) и составом наиболее магниального *Ol* (FO_{81}), установленного в пикрите боко-

Таблица 15. Параметры фракционной кристаллизации расплава закаленного краевого габбро Скергаардского интрузива

Окислительно-восстановительные условия	$T, ^\circ\text{C}$	φ	$\lg f_{\text{O}_2}$	$\left(\frac{\text{Fe}^{2+}}{\Sigma\text{Fe}}\right)^I$	Пропорции кристаллизации, об.%		
					<i>OI</i>	<i>Pl</i>	<i>Aug</i>
Буфер Fe-FeO	1216,0	0	-11,71	0,979	100,0	-	-
	1207,8	2	-11,81	0,979	22,8	77,2	-
	1161,6	46	-12,40	0,973	6,5	48,7	44,8
	1113,6	78	-13,06	0,970	2,4	44,0	45,4
	1105,7	88	-13,07	0,966	3,6	43,4	44,7
Буфер <i>QFM</i>	1210,7	0	-8,35	0,893	100,0	-	-
	1205,5	2	-8,41	0,882	23,4	76,6	-
	1158,5	44	-8,98	0,866	6,1	49,2	44,7
	1148,1	54	-9,11	0,863	2,8	45,8	44,0
	1135,0	82	-9,28	0,842	-	44,4	46,1
Закрывающая система	1112,0	90	-9,58	0,814	-	43,3	48,6
	1210,7	0	-8,35	0,893	100,0	-	-
	1205,5	2	-8,41	0,892	23,4	76,6	-
	1158,4	44	-8,93	0,863	5,2	49,0	45,8
	1154,3	48	-8,94	0,860	3,1	47,1	45,8
1118,0	86	-11,22	0,923	3,9	45,9	45,3	

Примечание. Исходный состав расплава отвечает образцу EG 4507 (в мас.%): SiO_2 - 48,67, TiO_2 - 1,18, Al_2O_3 - 17,41, FeO' ($\text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}$) - 9,85, MgO - 8,70, CaO - 11,54, Na_2O - 2,40, K_2O - 0,25; φ - степень фракционирования, мол.%.

вой краевой группы. Рассматриваемый Уэйджером в качестве ликвидусной фазы наиболее основной *Pl* (An_{77}) практически идентичен по составу модельному ликвидусному *Pl* ($An_{76,3-76,4}$). Достаточно хорошо согласуются также составы наиболее магнезиального природного *Aug* ($En_{48}Wo_{42}$) и модельных авгитов в момент их появления на ликвидусе ($En_{43,1-44,9}Wo_{41,6-42,1}$). При расчетах не был воспроизведен характерный для авгитов Скергаарда тренд обогащения *Wo* на поздних стадиях дифференциации, однако обеднение этим компонентом, наблюдаемое (снизу вверх) почти по всему разрезу интрузива, смоделировано реалистично (см. табл. 15). Состав первых кристаллов модельного *Pig* ($En_{60,1}Wo_{9,2}$) близок составу наиболее магнезиальных пижонитов нижней зоны расслоенной серии (см. рис. 19 в [101]).

ВЛИЯНИЕ ОКИСЛИТЕЛЬНО-ВОССТАНОВИТЕЛЬНЫХ УСЛОВИЙ НА ЭВОЛЮЦИЮ ОСТАТОЧНЫХ РАСПЛАВОВ

Результаты экспериментальных исследований кристаллизации базальтовых расплавов в различных окислительно-восстановительных условиях свидетельствуют о том, что увеличение f_{O_2} вызывает резкое расширение поля кристаллизации железистой *Sp* при незначительном сокращении

Пропорции кристаллизации, об.%			Составы минералов, мол.%				
<i>Pig</i>	<i>Sp</i>	<i>Ilm</i>	<i>Fo(OI)</i>	<i>An(Pl)</i>	<i>En; Wo(Aug)</i>	<i>En; Wo(Pig)</i>	<i>Mt(Sp)</i>
-	-	-	83,4	-	-	-	-
-	-	-	82,8	76,4	-	-	-
-	-	-	72,3	66,8	43,1; 42,1	-	-
-	8,2	-	48,7	50,7	31,5; 35,9	-	11,1
-	5,7	2,6	38,8	43,5	25,3; 34,8	-	13,2
-	-	-	84,6	-	-	-	-
-	-	-	84,2	76,3	-	-	-
-	-	-	75,0	67,0	44,9; 41,6	-	-
-	7,4	-	73,4	65,8	43,3; 40,3	-	52,1
3,1	6,4	-	-	52,0	41,0; 37,9	60,1; 9,2	52,3
2,3	5,8	-	-	42,1	34,2; 36,0	51,1; 9,2	49,7
-	-	-	84,6	-	-	-	-
-	-	-	84,2	76,3	-	-	-
-	-	-	75,0	67,0	44,9; 41,6	-	-
-	4,8	-	73,6	65,8	44,4; 41,1	-	42,5
0,6	4,3	-	49,7	46,6	32,3; 35,9	47,8; 9,0	35,9

Летучесть кислорода над расплавом в закрытой системе оценивалась при помощи уравнения (5.36). Ильменит в момент появления на ликвидусе в условиях буфера Fe-FeO содержит 3,8 мол.% Fe_2O_3 .

ликвидусного поля *OI* [53, 170]. Подобное смещение полей кристаллизации отражается на характере эволюции составов расплавов, прежде всего в отношении окислов железа и титана [53, 213]. Первые результаты количественного моделирования и исследования этих взаимосвязей были получены недавно Гиорсоу и Кармайклом [156]. В свете этих данных ниже будут рассмотрены результаты ЭВМ-моделирования эволюции скергаардской магмы.

На рис. 49 модельные линии фракционирования исходного расплава сравниваются с составами остаточных расплавов и поздних дифференциатов скергаардской магмы [101]. До появления на ликвидусе титаномагнетита природные и модельные траектории практически совпадают и характеризуются существенным накоплением окислов железа при обеднении MgO . Кристаллизация железистой *Sp* в буферированных по f_{O_2} условиях приводит к повороту этого (феннеровского) тренда дифференциации в сторону резкого обеднения расплава FeO и обогащения щелочами. Данный вывод согласуется с результатами расчетов Гиорсоу и Кармайка в условиях буфера *QFM* [156]. Максимальное обогащение расплавов железом наблюдается в наиболее восстановительной обстановке (см. рис. 49). В закрытой по кислороду системе, т.е. при условии постоянства валового содержания Fe_2O_3 и FeO в продуктах фракционирования, эта тенденция оказалась

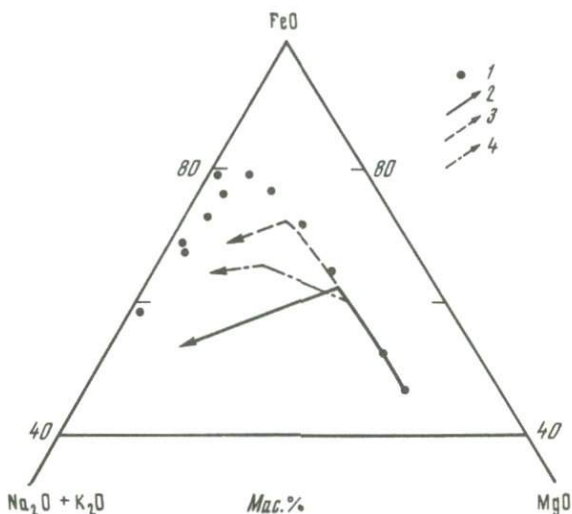


Рис. 49. Сравнение рассчитанных линий фракционирования расплава закаленного краевого габбро EG 4507 с серией дифференциатов скергаардской магмы

1 — составы остаточных расплавов и поздних дифференциатов скергаардской магмы [101]; линии фракционирования: 2 — условия буфера QFM, 3 — условия буфера Fe-FeO, 4 — условия закрытой системы (см. табл. 15)

выражена значительно слабее. Линия эволюции расплава, исходное отношение $Fe^{2+} / \Sigma Fe$ в котором отвечает условиям буфера QFM (см. табл. 15), совпадает с "буферными" трендами вплоть до момента появления на ликвидусе титаномагнетита. Однако кристаллизация этой фазы в закрытой системе вызывает лишь замедление темпа накопления в расплаве железа — результат, который также подтверждает данные ЭВМ-моделирования кристаллизации расплавов исландских лав в закрытых по кислороду условиях [156]. Основная причина различной направленности эволюции базальтовых расплавов в открытых и закрытых по кислороду системах, очевидно, связана с тем, что в последнем случае условие постоянства валового количества Fe_2O_3 и FeO накладывает ограничения на количество и пропорции кристаллизации титаномагнетита. По данным наших расчетов, в буферированных по fO_2 условиях доля железистой Sp в кристаллизующихся ассоциациях минералов в 1,5–2 раза выше по сравнению с закрытой системой, поскольку частичное окисление Fe^{2+} поддерживает отношение $Fe^{2+} / \Sigma Fe$ в расплаве примерно на одном и том же уровне. Представляет интерес сравнить также эволюцию составов Sp при кристаллизации в открытых и закрытых по кислороду условиях. В первом случае состав железистой Sp по мере фракционирования меняется слабо; в закрытой системе наблюдается заметное обогащение этой фазы ульвошпинелевым компонентом при понижении температуры кристаллизации (см. табл. 15).

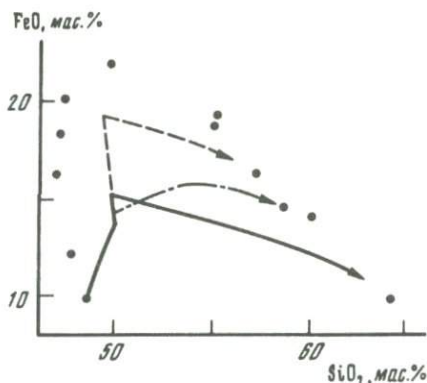
На основании сравнения природного и модельных трендов дифференциации (см. рис. 49) можно сделать вывод, что фракционирование скергаардской магмы на средних и поздних стадиях протекало в открытой по кислороду системе, что обеспечивало выделение достаточного количества

титаномагнетита для обеднения поздних дифференциатов железом. Окислительно-восстановительные условия в этом процессе, по-видимому, мало отличались от задаваемых буфером железо-вюстит. Данный вывод подтверждается также при анализе траекторий фракционирования в координатах $\text{SiO}_2\text{--FeO}$ (рис. 50): только в восстановительных условиях буфера Fe--FeO образуются близкие природным расплавы, содержащие около 20 мас.% окислов железа при содержании SiO_2 около 50 мас.%.

Приведенные на рис. 50 данные свидетельствуют о том, что модельные линии фракционирования заметно отклоняются на ранних стадиях от

Рис. 50. Сравнение рассчитанных линий фракционирования расплава закаленного краевого габбро EG 4507 с серией дифференциатов скергаардской магмы

Условные обозначения см. на рис. 49



рассчитанной Уэйджером и Брауном серии остаточных магм [101]. Выяснение причин подобных расхождений имеет важное значение для понимания характера эволюции содержаний SiO_2 в толентовых расплавах, поэтому ниже на данном вопросе мы остановимся подробнее. Дело в том, что установленный авторами [101] тренд обеднения остаточных расплавов SiO_2 вплоть до поздних стадий затвердевания Скергаардского интрузива плохо согласуется с рядом петрологических фактов. Во-первых, котектическая кристаллизация $Ol (Fo_{81})$ и $Pl (An_{77})$ из расплава закаленного краевого габбро, учитывая слабую зависимость пропорций кристаллизации этих фаз от состава [4], должна приводить к накоплению в расплаве SiO_2 . Не трудно показать, что для обеднения исходного расплава этим компонентом необходимо совместно с $Ol (Fo_{81-84})$ кристаллизовать Pl более кислый, чем An_{65} . Плаггиоклаз такого состава впервые появляется на средних стадиях дифференциации скергаардской магмы, одновременно с началом кристаллизации Aug [101]. Во-вторых, кристаллизация железистой Sp должна приводить к обогащению расплава SiO_2 (см. рис. 50), однако, по данным Уэйджера и Брауна, накопление кремнезема в остаточных магмах отмечается значительно позже уровня появления в разрезе кумулятивного титаномагнетита. В-третьих, обеднение остаточных расплавов SiO_2 предполагает обогащение этим компонентом кумулятов нижних частей Скергаардского интрузива. Согласно балансовым расчетам [101], содержание SiO_2 в нижней приконтактной зоне массива составляет 51 мас.%, а в целом для нижней половины всей расслоенной серии превышает среднее содержание в интрузиве — 48,7 мас.%. Результаты наших расчетов показывают, однако, что содержание SiO_2 в $Ol\text{--}Pl$ кумулятах, заключающих 30 об.%

интеркумулятивного расплава, не превышает 47,5 мас.%. Отмеченные несоответствия могут быть обусловлены тем, что в основу балансовых расчетов Уэйджер и Браун положили заниженные оценки распространенности в Скергаардском интрузиве средних и кислых дифференциатов, исключив полностью из рассмотрения породы верхней краевой группы. Действительно, в результате ЭВМ-моделирования установлено, что идеальное фракционирование скергаардской магмы должно приводить к образованию примерно 10% дифференциатов с содержанием $\text{SiO}_2 \approx 55$ мас.%, что значительно выше оценки в 0,5%, принятой на основании геологических наблюдений по расслоенной серии [101]. Таким образом, данные численного эксперимента дают, на наш взгляд, более реальное представление о характере эволюции остаточных расплавов в отношении SiO_2 : на этапе котектической кристаллизации *Ol* и *Pl* наблюдается обогащение расплава кремнеземом, появление на ликвидусе *Aug* приводит к небольшому обеднению этим компонентом, а при кристаллизации магнетитсодержащих ассоциаций продукты фракционирования вновь резко обогащаются SiO_2 (см. рис. 50).

Подводя итоги анализу результатов ЭВМ-моделирования фракционной кристаллизации скергаардской магмы, можно сформулировать следующие выводы. В момент внедрения в камеру исходная магма была насыщена *Ol* и *Pl*. За счет котектической кристаллизации этих фаз, а также ассоциации *Ol + Pl + Aug* фракционировало более 80% исходного расплава. Этот процесс по крайней мере на средних и поздних стадиях протекал в открытых по кислороду условиях в интервале значений f_{O_2} , близких к задаваемым буфером Fe—FeO. Преобладание *Pl* в составе кристаллизующихся ассоциаций (см. табл. 15) явилось причиной сильного накопления окислов железа (см. рис. 49) и эволюции остаточных магм по феннеровскому пути дифференциации (см. рис. 50). Появление на ликвидусе богатой железом и титаном шпинели (см. табл. 15) привело к обеднению остаточных расплавов этими компонентами при одновременном накоплении SiO_2 , т.е. к образованию магм, отвечающих ферродиоритам сэндвичевого горизонта и более кислым дифференциатам.

Глава 7

ПОЛУЭМПИРИЧЕСКАЯ АППРОКСИМАЦИЯ ДИНАМИКИ КОНВЕКЦИОННО-КУМУЛЯЦИОННОЙ МОДЕЛИ И ЭВМ-МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННОСТИ ТРАППОВЫХ ИНТРУЗИВОВ

Материал предыдущей главы показывает, что рассмотренная в гл. 5 процедура решения задачи равновесия и базовая информация позволяют моделировать равновесия базальтового расплава с породообразующими минералами на количественном уровне. Следующий шаг должен состоять в объединении этой процедуры с динамической частью задачи моделирования магматического процесса. Однако при этом следует учитывать ограничение, связанное с расходом машинного времени. При быстройдействии ЭВМ 500 000 операций в секунду для единичного решения задачи равновесия в зависимости от состава ассоциации минералов требуется 5–15 с.

В принципе существуют задачи, при единичном решении которых можно пойти на расход десятков и сотен часов времени ЭВМ. Однако столь низкая производительность счета делает практически невозможной активную исследовательскую работу с моделями. Реально (при необходимости просчета множества промежуточных и пробных вариантов для изучения реакции поведения модели на вариацию различных факторов и параметров) расход машинного времени на единичное решение не должен превышать 15–20 мин. А это означает, что динамическая часть рассматриваемой модели процесса становления интрузива должна быть организована таким образом, чтобы по ходу построения одного варианта модели обращение к процедуре решения задачи равновесия происходило не более примерно 50 раз.

Если попытаться проследить эволюцию во времени полей температуры и скоростей движения в конвектирующей магме путем численного решения уравнений теплопроводности и гидродинамики, к процедуре решения задачи термодинамического равновесия придется обращаться десятки, а возможно, и сотни тысяч раз — это иллюстрирует жесткость отмеченного ограничения.

ДИНАМИКА КОНВЕКЦИОННО-КУМУЛЯЦИОННОЙ МОДЕЛИ

Несколько десятков раз решать задачу равновесия приходится при построении траекторий равновесной и идеальной фракционной кристаллизации, т.е. при моделировании процессов с вырожденной динамикой (см. гл. 6). Конвекционно-кумуляционная модель процесса становления пластового интрузива основана на предположении о том, что благодаря высокой интенсивности конвекции магма в камере всегда однородна по составу и температуре, т.е. она тоже представляет собой случай вырожденной динамики. Эволюция состава и температуры магмы в рамках этой модели представляется процессом фракционной кристаллизации, отличающимся от идеальной фракционной кристаллизации только тем, что в объеме расплава все время присутствует некоторое количество взвешенных твердых минералов. Это позволяет свести динамическую часть задачи моделирования к прослеживанию скоростей появления в объеме расплава твердых фаз и отделения от него затвердевающей части, обогащенной оседающими минеральными зернами. Обе эти скорости определяются потоками тепла и через верхнюю и нижнюю границы конвекционного слоя J_U и J_D . Как было отмечено в гл. 3, подходящей аппроксимацией для них могут служить простые соотношения

$$J_U = A_U / \sqrt{t}, \quad J_D = -A_D / \sqrt{t}, \quad (7.1)$$

где A_U и A_D — подгоночные параметры модели. Эти потоки необходимо разделить на части в соответствии с тем, что удаляемое из камеры тепло состоит из теплоты охлаждения и кристаллизации конвектирующей магмы (теплоты объемной кристаллизации ОК) и теплоты направленной квази-закалочной кристаллизации (НК) перемещающихся фронтов. Дело в том, что в момент внедрения расплав приходит в непосредственный контакт с холодными вмещающими породами. Большой скачок температуры (~1000 °С) на контактах расплав–вмещающая среда вызывает высокую

(формально бесконечную при $t = 0$ (7.1)) скорость остывания. Но поскольку расплав в начальный момент однороден по температуре, в его объеме тепло не перемещается. Следовательно, в этот момент остывает только краевая часть расплава, непосредственно контактирующая с вмещающими породами. В результате остывания слой утяжеляется и может утонуть, положив тем самым начало конвективному перемешиванию, для чего скорость остывания погружающего слоя не должна быть слишком велика — слой не должен затвердевать до степени образования механически связанного с кровлей кристаллического каркаса. Ясно, что в самом начале процесса это условие не может быть удовлетворено, так как $J_U \rightarrow \infty$ при $t \rightarrow 0$ (в этом, собственно, состоит суть режима закалки). Но с течением времени происходит постепенный переход от направленного роста закристаллизованного слоя у кровли интрузива к фактически объемной кристаллизации расплава. В первом режиме все выделяющееся у кровли вещество расходуется на формирование зоны примерзания расплава. Понятно, что в промежуточной ситуации образующиеся кристаллы разделяются на две части — одна остается связанной с кровлей, обеспечивая ее направленный рост, другая тонет и поступает в зону конвекции.

На рис. 51 приведены схематические графики, иллюстрирующие временную эволюцию распределения температур по разрезу интрузива; T_l и T_s — соответственно температуры начала кристаллизации расплава (ликвидуса) и его полной кристаллизации (солидуса). Из этих графиков видно, что мощность слоя расплава δ , в пределах которого происходит выделение твердой фазы, в первый момент равна 0, но с течением времени она увеличивается. На основании общих свойств уравнения теплопроводности (конвективное перемешивание также может быть учтено в рамках обычного уравнения теплопроводности при помощи эффективного коэффициента теплопроводности) можно предполагать, что мощность слоя кристаллизующегося расплава в верхней части камеры $\delta \cong d\sqrt{t}$, где d — некоторая постоянная. Путем деления общего потока твердой фазы в объем расплава на δ можно получить плотность действующего в верхней части магматической камеры источника кристаллического вещества.

$$j = J_U^s / d\sqrt{t} = \text{const}/t, \quad J_U^s = J_U/\lambda. \quad (7.2)$$

Из формулы (7.2) видно, что величина j уменьшается с течением времени в результате понижения общей скорости охлаждения интрузива и расширения зоны кристаллизации. Интересно отметить, что для однокомпонентных или строго эвтектических расплавов, кристаллизующихся при постоянной температуре $T_s = T_l = T_{кр}$, δ всегда равна 0, т.е. j независимо от величины J_U всегда бесконечно велика. Это означает, что эвтектические расплавы полностью кристаллизуются в режиме примерзания, а это резко ограничивает возможности их химической дифференциации.

Независимо от интенсивности конвективного перемешивания на контакте расплава и вмещающей среды всегда имеется слой жидкости, в котором интенсивность движения понижается в соответствии с краевым условием — скорость движения расплава непосредственно на контакте с кровлей равна 0. Простейший способ учета этого факта состоит во введении так называемого диффузионного слоя шириной $\delta_{диф}$ (считаем ее не зависящей от времени), который разделяет конвектирую-

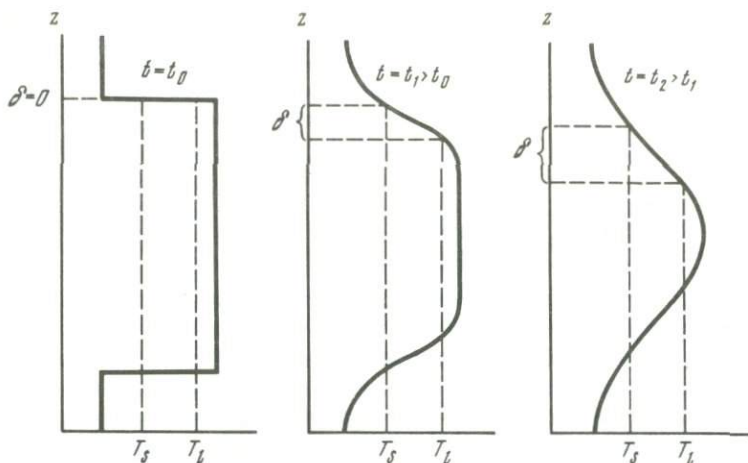


Рис. 51. Общий вид распределения температур по разрезу интрузива в три последовательных момента времени

T_l и T_s – температуры ликвидуса и солидуса; δ – мощность слоя объемной кристаллизации

щий расплав и вмещающую среду и остается неподвижным. Естественно, что вся твердая фаза, выделяющаяся в пределах диффузионного слоя, остается механически связанной с кровлей. Тогда общий поток твердого вещества J_U^s можно разделить на поток направленной кристаллизации $J_{U(\text{нк})}^s$ и поток объемной кристаллизации $J_{U(\text{ок})}^s$ следующим образом: при $\delta < \delta_{\text{диф}}$ $J_{U(\text{нк})}^s = J_U^s$, $J_{U(\text{ок})}^s = 0$; при $\delta > \delta_{\text{диф}}$ $J_{U(\text{нк})}^s = j\delta_{\text{диф}}$, $J_{U(\text{ок})}^s = j(\delta - \delta_{\text{диф}})$. Величина δ становится равной $\delta_{\text{диф}}$ в момент окончания образования контактовых пород t^* :

$$\delta_{\text{диф}} = d\sqrt{t^*}, \quad t^* = (\delta_{\text{диф}}/d)^2. \quad (7.3)$$

С учетом (7.3) формулы для $J_{U(\text{нк})}$ и $J_{U(\text{ок})}$ (можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned} \text{при } t < t^* \quad J_{U(\text{нк})} &= J_U = A_U/\sqrt{t}, \quad J_{U(\text{ок})} = 0; \\ \text{при } t > t^* \quad J_{U(\text{нк})} &= J_U\sqrt{t^*}/\sqrt{t} = A_U\sqrt{t^*}/t, \\ J_{U(\text{ок})} &= J_U(\sqrt{t} - \sqrt{t^*})/\sqrt{t} = A_U(\sqrt{t} - \sqrt{t^*})/t. \end{aligned} \quad (7.4)$$

На рис. 52 схематически показан общий вид временных зависимостей J_U^s и $J_{U(\text{ок})}^s$; $J_{U(\text{нк})}^s$ – разность этих двух кривых. Площадь под кривой J_U^s дает общее количество твердой фазы, закристаллизовавшейся за счет потери тепла у верхнего контакта интрузива, площадь под кривой $J_{U(\text{ок})}^s$ – количество твердой фазы, прошедшей через стадию хаотического движения вместе с конвектирующим расплавом; площадь между этими кривыми – количество твердого вещества, оставшегося механически связанным с кровлей интрузива.

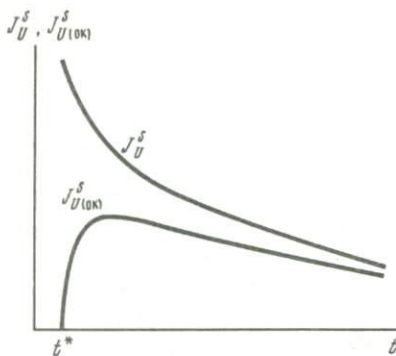


Рис. 52. Общий вид временной зависимости суммарного потока твердого вещества J_U^S и потока объемной кристаллизации $J_U^S(\text{ок})$ через кровлю интрузива

Положение у нижнего фронта кристаллизации на всех стадиях становления интрузива отличается от положения в верхней части магматической камеры тем, что здесь охлаждение и затвердевание прилегающего слоя расплава не вызывают конвективной неустойчивости системы. Поэтому нижний слой кристаллизации можно считать не участвующим в конвекции, а следовательно, тепловой поток через нижний фронт кристаллизации не дает вклада в объемную кристаллизацию конвектирующего расплава

$$J_{D(\text{ок})} = 0, \quad J_{D(\text{нк})} = -A_D/\sqrt{t}. \quad (7.5)$$

При моделировании процесса становления пластового интрузива необходимо проследить за изменением с течением времени следующих характеристик системы.

1. Мощность конвекционного слоя $L(t)$ и положения его верхней и нижней границ $z_U(t)$ и $z_D(t)$:

$$dz_U/dt = u_f^U, \quad dz_D/dt = u_f^D, \quad dL/dt = u_f^U - u_f^D. \quad (7.6)$$

Ниже всегда будет считаться, что парциальные мольные объемы одного и того же окисного компонента во всех фазах одинаковы, не зависят от температуры и по величине соответствуют объему в твердых минералах при 25 °С. Такой "предварительный" учет объемных эффектов кристаллизации и понижения температуры позволяет несколько упростить описание динамики модели ценой внесения незначительных и легко поддающихся корректировке искажений в картину изменения с течением времени параметров, связанных с линейными размерами системы.

2. Термодинамические характеристики состояния магмы — химический и фазовый состав, теплосодержание.

Обозначим через C_k — валовую концентрацию окисного компонента k (k от 1 до K) в расплавно-кристаллической смеси (магме); C_k^p — концентрации компонента k в фазе p (p от 1 до P , фазу $N^{\text{оП}}$ будем считать расплавом и обозначать индексом l). Все концентрации измеряются в молях на единицу объема. Среднее теплосодержание единицы объема магмы, теплосодержания и объемные доли фаз будем обозначать соответственно h, h_p, F_p . Напомним, что среди всех этих величин независимы только C_1, C_2, \dots, C_{k-1} (или химические потенциалы) и h ; все остальные величины,

так же как и температура T , определяются путем решения задачи термодинамического равновесия:

$$\begin{aligned} C_k^p &= C_k^p(C_1, C_2, \dots, C_{K-2}, \mu_{O_2}, h), \\ F_p &= F_p(C_1, C_2, \dots, C_{K-2}, \mu_{O_2}, h), \\ T &= T(C_1, C_2, \dots, C_{K-2}, \mu_{O_2}, h). \end{aligned} \quad (7.7)$$

Техника решения задачи равновесия в базальтоидной системе при заданных $C_1, \dots, C_{K-2}, \mu_{O_2}$ и температуре была обсуждена в гл. 5. Процедура решения задачи равновесия при заданной энтальпии строится по схеме предиктор—корректор: прогноз температуры—решение задачи равновесия при заданной температуре—расчет энтальпии и, если она отличается от заданной, коррекция прогноза температуры—снова решение задачи равновесия и т.д. Организация схемы прогноз—коррекция достаточно очевидна, поэтому здесь, не останавливаясь на этом вопросе, мы будем просто считать, что запись (7.7) подразумевает существование необходимой для определения C_k^p, F_p и T вычислительной процедуры.

Изменение C_k со временем определяется условиями сохранения

$$\begin{aligned} d(C_k L) &= (C_k^{R,U} u_f^U - C_k^{R,D} u_f^D) dt, \\ dC_k/dt &= [(C_k^{R,U} - C_k) u_f^U - (C_k^{R,D} - C_k) u_f^D] / L, \end{aligned} \quad (7.8)$$

где $C_k^{R,(U,D)}$ — содержания компонента k в породах, формирующихся при перемещении верхней и нижней границ слоя магмы:

$$C_k^{R,(U,D)} = \sum_{p=1}^P F_p^{R,(U,D)} C_k^p. \quad (7.9)$$

Величины $F_p^{R,(U,D)}$ (3.43) определяются с помощью соотношений

$$F_p^{R,(U,D)} = \begin{cases} F_p (1 - u_p^{sed}/u_f^{U,D}) & \text{при } u_f^{U,D} > u_p^{sed}, \\ 0 & \text{при } u_f^{U,D} \leq u_p^{sed}, \end{cases} \quad (7.10)$$

$$p \text{ от } 1 \text{ до } P-1, F_1^{R,(U,D)} = 1 - \sum_{p=1}^{P-1} F_p^{R,(U,D)}.$$

Аналогичным образом получаются и уравнения для теплосодержания

$$\begin{aligned} d(hL) &= (h_R^U u_f^U - h_R^D u_f^D + J_{U(ок)}) dt, \\ dh/dt &= [(h_R^U - h) u_f^U - (h_R^D - h) u_f^D + J_{U(ок)}], \end{aligned} \quad (7.11)$$

$$\text{где } (h_R^{U,D} - h) = \sum_{p=1}^P h_p (F_p^{R,(U,D)} - F_p) = \sum_{p=1}^{P-1} \lambda_p (F_p - F_p^{R,(U,D)}), \text{ а } \lambda_p$$

теплота кристаллизации минерала p .

3. Скорости перемещения границ слоя конвектирующей магмы u_f^U и u_f^D

Эти величины связаны с потоками направленной кристаллизации

$$J_{U,D(\text{нк})} = -u_f^{U,D} \left(1 - \sum_{p=1}^{P-1} F_p^R \right) \lambda, \quad (7.12)$$

λ — теплота закалочной кристаллизации расплава; предполагается, что температура закалочной кристаллизации не слишком сильно отличается от температуры магмы. Из (7.12) с учетом (7.10) вытекает, что

$$u_f^{U,D} = \left(J_{U,D(\text{нк})} / \lambda - \sum_{p=1}^{P-1} F_p u_p^{sed} \right) / \left(1 - \sum_{p=1}^{P-1} F_p \right). \quad (7.13)$$

Следует иметь в виду, что суммирование по p в формуле (7.13) распространяется только на те фазы, для которых выполняется условие $u_f^{U,D} \leq u_p^{sed}$ (его невыполнение означает, что фаза p "убегает" от фронта кристаллизации). Проверить выполнение этого условия до применения формулы (7.13), очевидно, нельзя. Поэтому практически расчет по (7.13) имеет вид рекурсий. Есть и еще одно условие, ограничивающее применимость формулы (7.13), подстановка полученных по ней $u_f^{U,D}$ в (7.10) должна дать $F_p^{R,(U,D)}$, удовлетворяющее требованию

$$F_R = \sum_{p=1}^{P-1} F_p^R \leq F_{\text{макс}}, \quad (7.14)$$

где $F_{\text{макс}} \approx 0,6-0,7$ — содержание твердой фазы в плотной упаковке хаотически ориентированных кристаллов. Превышение F_R над $F_{\text{макс}}$ означает появление в камере слоя осадка (кумулуса), поверхность которого отрывается от фронта квазизакалочной кристаллизации и становится границей слоя конвектирующей магмы. В этом случае скорость движения нижнего фронта находится из условия $F_R = F_{\text{макс}}$:

$$u_f^{D} = \sum_{p=1}^{P-1} F_p u_p^{sed} / \left(F_{\text{макс}} - \sum_{p=1}^{P-1} F_p \right). \quad (7.15)$$

В принципе при наличии всплывающих кристаллов кумулус может образоваться и у верхней границы камеры ([112], гл. 4) однако для трап-овых интрузивов этот случай, по-видимому, не характерен [46].

4. Составы формирующихся пород. Получение этих характеристик является главной целью расчетов. Соответственно модели породы на верхней и нижних границах камеры образуются из тех же самых фаз, которые присутствуют в конвектирующей магме, поэтому их составы определяются просто по (7.9).

Слой кумулуса, как будет видно ниже, при становлении маломощных интрузивов появляется только на поздних стадиях затвердевания магмы и быстро консолидируется. Поэтому посткумулусные процессы, которые могут оказаться принципиально важными при построении моделей крупных расслоенных комплексов, в рассматриваемом варианте модели не учитываются — геохимический облик пород считается сформированным после того, как составляющий их материал вышел из зоны конвективного перемешивания.

Состояние всей системы в произвольный момент времени полностью определяется набором следующих величин: $z_U(t)$, $z_D(t)$, $C_1(t)$, ..., $C_{K-1}(t)$, h . Зная их по процедуре (7.7), можно найти все $F_p(t)$, $C_k^p(t)$ и T , далее с помощью формул (7.13) и (7.15) рассчитываются скорости u_f^U и u_f^D , затем по формулам (7.9) и (7.10) составы пород, формирующихся в момент t , т.е. занимающих в разрезе положения $z_U(t)$ и $z_D(t)$, наконец, соотношения (7.4) дают скорость охлаждения конвектирующего расплава $J_{U(ок)}$. Переход к отстоящему от текущего на малую величину Δt моменту времени (следующему временному шагу) проще всего осуществить по явной конечно-разностной схеме численного решения системы обыкновенных дифференциальных уравнений (7.6), (7.8) и (7.11):

$$\begin{aligned} C_k(t + \Delta t) &= C_k(t) + \Delta t(dC_k/dt), \quad 1 \leq k \leq K - 1, \\ h(t + \Delta t) &= h(t) + \Delta t(dh/dt), \\ z_U(t + \Delta t) &= z_U(t) + \Delta t u_f^U, \\ z_D(t + \Delta t) &= z_D(t) + \Delta t u_f^D. \end{aligned} \quad (7.16)$$

Последовательное повторение всех этих действий, начиная с нулевого t , при котором $z_U(0) = L$, $z_D(0) = 0$, $C_k(0) = C_k^0$ и $h(0) = h_0$, до того момента, когда границы конвекционного слоя сомкнутся $z_U(t_{\text{конеч}}) = z_D(t_{\text{конеч}})$, есть решение динамической части задачи построения модельного разреза интрузива. На каждом временном шагу численного процесса необходимо обращаться к решению задачи термодинамического равновесия, символически обозначенной формулами (7.7), — эта часть задачи моделирования была рассмотрена в гл. 5.

Отметим в заключение, что для построения модели, помимо начальных условий (мощность интрузива, состав внедрившейся магмы, ее теплоемкость) и тепловых характеристик вещества (теплоты кристаллизации минералов и др.), необходимо задать подгоночные параметры, определяющие полуэмпирический характер модели: A_U , A_D , t^* , $F_{\text{макс}}$ и зависимости эффективных скоростей оседания минералов u_p^{sed} от времени или любой монотонно изменяющейся с течением времени характеристики системы. В принципе u_p^{sed} можно попытаться оценить априори, связав их с плотностями фаз, размерами кристаллов, вязкостью расплава. Учитывая неопределенности данных по этим характеристикам, а главное, неясности в реологических свойствах расплава, влиянии общей конвекции на скорость оседания и другие концепционные неопределенности, нам более разумным представляется рассматривать функции u_p^{sed} как подгоночные и находить их наряду с другими подгоночными параметрами путем вариационной оптимизации результатов моделирования.

ОПТИМАЛЬНЫЕ МОДЕЛИ КУЗЬМОВСКОГО, ВИЛЮЙСКОГО (В-304) И ВАВУКАНСКОГО ИНТРУЗИВОВ

Численным решением на ЭВМ системы уравнений (7.6), (7.8) и (7.11) по схеме (7.16) совместно с решением задачи равновесия (см. гл. 5) мы провели оптимизационное моделирование процессов становления описанных в гл. 2 интрузивов, за исключением Вельминского. Последний интрузив

Т а б л и ц а 16. Средневзвешенный состав интрузивов (пересчитанный на безводную основу и приведенный к 100 мас.%)

	Интрузив В-304, сводный разрез (30 образцов)	Кузьмовский интрузив (18 образцов)	Вавуканский интрузив, сводный разрез (23 образца)
SiO ₂	49,41	49,92	49,48
TiO ₂	0,88	1,16	1,16
Al ₂ O ₃	15,80	15,08	15,85
FeO	10,37	11,32	11,00
MnO	0,26	0,18	0,28
MgO	8,68	8,98	7,86
CaO	12,38	10,51	11,77
Na ₂ O	1,86	2,09	2,12
K ₂ O	0,24	0,61	0,35
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,13
Ni	160	159	133
Co	56	53	57
Cr	395	134	289
Sc	40	36	29
V	201	256	231
Sr	203	223	194
Ba	119	171	148

П р и м е ч а н и е. При расчете средневзвешенного состава использовались данные из табл. 2, 3 и 4; содержания микроэлементов приведены к 10⁻⁴ мас.%.

Т а б л и ц а 17. Оптимальные значения подгоночных параметров моделей

Интрузив	F _{инт} , об.%			A _У , Дж/м ² · год ^{1/2}	A _D /A _У	t*, годы	F _{макс} , об.%
	OI	PI	A _{уг}				
Кузьмовка	0,0	0,0	0,0	8,4 · 10 ⁹	1,0	0,055	44
В-304	2,7	5,1	0,0	8,4 · 10 ⁹	(t/1 год) ^{-0,35}	0,082	57
Вавукан	0,6	1,5	0,0	8,4 · 10 ⁹	(t/1 год) ^{-0,35}	0,055	42-49

зив не моделировался, так как данные по строению его нижней части отсутствуют.

Исходной для решения задачи информацией являются мощности интрузивов (наблюдаемые или реконструированные, см. гл. 2) и составы исходных магм, отвечающие средневзвешенным составам пород интрузивов — они приведены в табл. 16. Подгоночные параметры: степень закристаллизованности внедрившейся магмы F_{инт}, предельная пористость кумулуса 1-F_{макс}, длительность закалочного режима t*, отношения A_D/A_У и эффективные скорости оседания минеральных зерен u_p^{sed} — оптимизировались простым перебором вариантов решения задачи. Величины u_p^{sed} сначала считались константами, затем к ним добавлялись изменяющиеся с течением времени части, так, чтобы улучшить согласование расчетных распре-

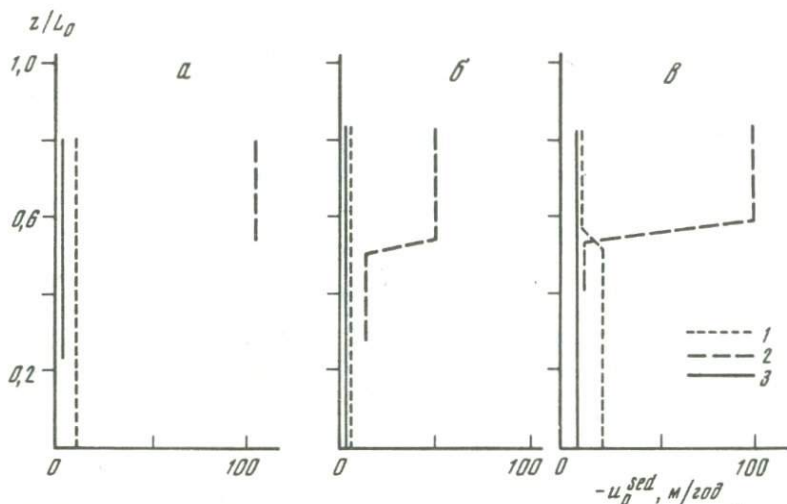


Рис. 53. Подобранные значения скоростей оседания минеральных зерен u_p^{sed} для оптимальных моделей Кузьмовского (а), Вилуйского (б) и Вавуканского (в) интрузивов

1 — ОI; 2 — Aug; 3 — Pl

делений составов пород по разрезам интрузивов с наблюдаемыми. Оптимальные подгоночные параметры моделей приведены в табл. 17. Плотность расплава рассчитывалась по [131], энтальпии кристаллизации породообразующих минералов считались аддитивными функциями состава минералов и рассчитывались с использованием значений энтальпии кристаллизации минералов из работы [243]. Теплоемкостям всех фаз было приписано одинаковое значение 1,05 Дж/(г · К). Расчеты проводились при заданной летучести кислорода, соответствующей буферу вюстит—магнетит. При этом отношение $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в модельных расплавах оставалось близким $\sim 0,10$.

По ходу перебора вариантов выяснилось, что предположение о постоянстве отношения тепловых потоков через верхний и нижний контакты A_D/A_U мешает согласованию строения нижних частей модельных интрузивов с данными наблюдений. Поэтому в двух случаях (см. табл. 17) было принято, что $A_D/A_U = 1$ при $t < 1$ года и $A_D/A_U = t^{-0,35}$ при $t \geq 1$ года. Это соотношение было получено путем обработки методом наименьших квадратов временных зависимостей отношения тепловых потоков J_D/J_U для описанных в гл. 4 моделей с примитивным описанием термодинамики кристаллизации, но точным учетом тепловой части задачи.

На рис. 53 показаны также подобранные скорости u_p^{sed} как функции положения нижней границы слоя расплава z_D/L_0 . По своему порядку эти u_p^{sed} физически приемлемы — при $a^2 = 2,5 \cdot 10^{-3}$ см²/с и $L_0 = 100$ м они составляют от единиц до десятков метров в год. Наименьшие скорости оседания показывает плагиоклаз как наименее плотный минерал; наибольшие — клинопироксен, кристаллы которого обычно имеют наибольшие размеры. Оливин плотнее клинопироксена, но кристаллизуется он в виде

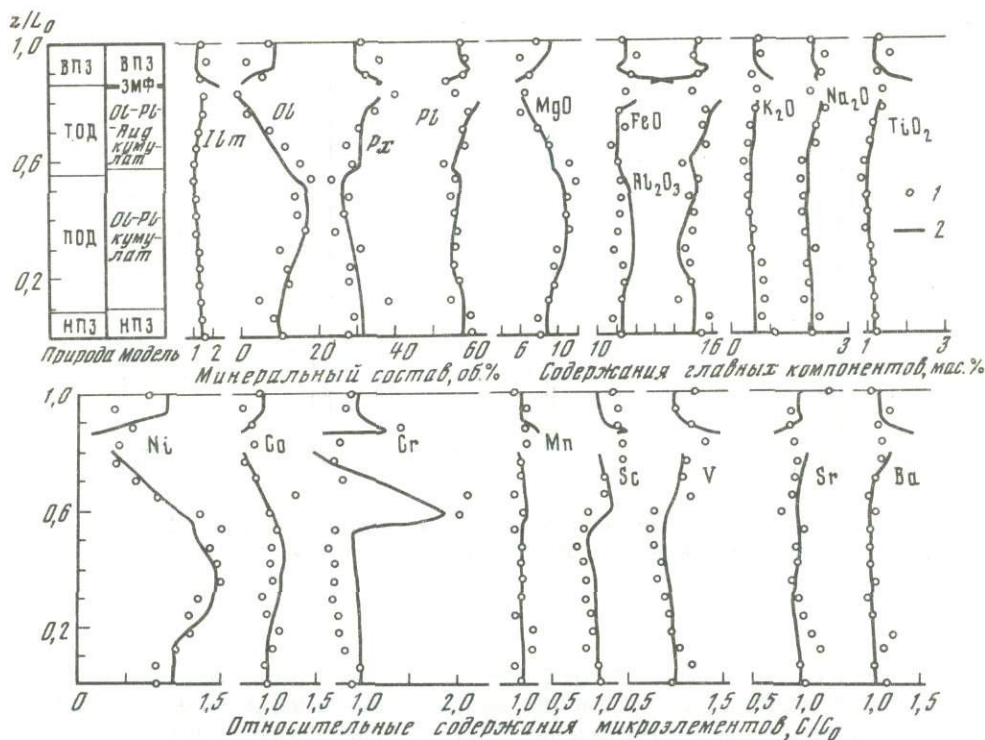


Рис. 54. Сравнение наблюдаемых и модельных петролого-геохимических характеристик Кузьмовского интрузива

1 – природный объект, 2 – модельный объект; ВПЗ – верхняя приконтактовая зона, НПЗ – нижняя приконтактовая зона, ПОД – пойкилофитовые долериты, ТОД – такситофитовые долериты, ЗМФ – зона максимального фракционирования

мелких зерен, поэтому промежуточное положение скоростей его оседания естественно. Странным выглядит скачкообразное увеличение скоростей оседания оливина и авгита в оптимальных моделях Вавуканского и Вилуйского интрузивов. Возможные интерпретации этой особенности будут обсуждены ниже.

Результаты расчетов для оптимальных моделей показаны на рис. 54–56. При оценке качества согласования расчетных и наблюдаемых кривых следует иметь в виду и идеализированный характер модели, и ограничения, связанные с неполнотой ее термодинамической основы. Применение приведенных в гл. 5 уравнений при высоких φ сопряжено с экстраполяцией, надежность которой прогрессивно понижается. По этой причине кристаллизация поздних дифференциатов ($\varphi \sim 0,8-1$) не моделировалась, чем и объясняются разрывы показанных на рис. 54–56 кривых. Главное внимание при отборе оптимальных моделей было уделено согласованию наблюдаемых и расчетных признаков в нижних частях ($\sim 4/5$) разрезов и в областях, примыкающих к верхним эндоконтактам. На остальные части разрезов соответственно модели приходится зона сочленения верхнего приконтактового слоя и верхней части кумулятивной серии, которая

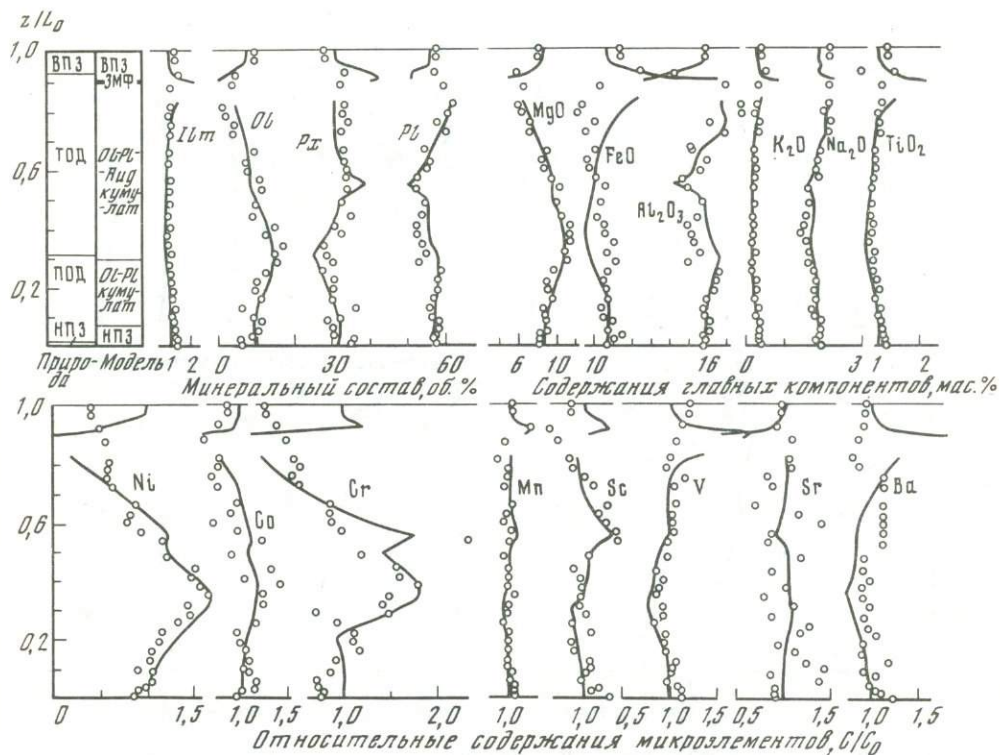


Рис. 55. Сравнение наблюдаемых и модельных петролого-геохимических характеристик Вильюйского (В-304) интрузива
Условные обозначения см. рис. 54

должна отмечаться максимумами содержания второстепенных минералов, в частности кварца, максимумами содержания оттесняемых в расплав при кристаллизации элементов (PЗЭ, Ba, K, Zr, Cu и др.), минимумами Ni, Co, Cr, MgO/(MgO + FeO). В показанных на рис. 54–56 характеристиках строения интрузивов эти признаки глубокой дифференциации магм проявлены не совсем полно, что приводит к некоторым расхождениям с моделями в верхних частях разрезов. Однако неполнота эта, скорее всего, кажущаяся, связанная с некоторым дефицитом опробования интрузивов. Дело в том, что в траптовых интрузивах самые поздние дифференциаты часто оказываются представленными не сплошным слоем, а приуроченными к верхним частям разрезов линзовидности, шпирообразными или жильными пегматоидными выделениями, концентрирующими в себе некогерентные и понижающие температуры кристаллизации расплава элементы. При опробовании интрузива вдоль единичного вертикального разреза по ряду причин пегматоидные выделения могут быть пропущены, кроме того, сложность их взаимоотношений с остальными породами затрудняет количественную оценку вклада этих пород в химический состав соответствующего горизонта. В показанном на рис. 54 разрезе Кузьмовского интрузива пегма-

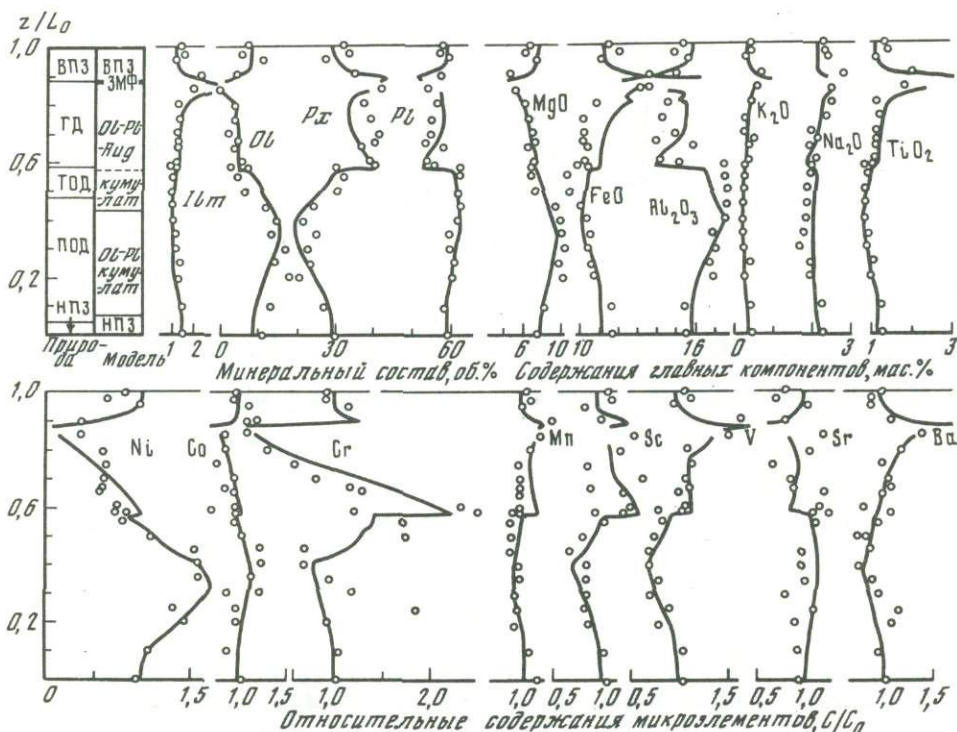


Рис. 56. Сравнение наблюдаемых и модельных петролого-геохимических характеристик Вавуханского интрузива

ГД — габбро-долериты; остальные условные обозначения см. рис. 54

тоидные породы не представлены между тем в работе [88] можно найти описание и данные химического анализа пегматитов этого интрузива.

Несмотря на сделанные оговорки, видная из рис. 54–56 степень детальности, с которой удается согласовать строение модельных и реальных интрузивов, убедительно свидетельствует о реалистичности конвекционно-кумуляционной модели.

На рис. 57 для построенных моделей показаны распределения содержаний в породах перемещенных (кумулятивных) фаз. Их можно рассматривать как характеристики геохимической структуры интрузивов. В случае интрузивов ангаро-могдинского типа они делают понятным происхождение всех главных особенностей их строения. Большие части разрезов этих интрузивов интерпретируются как кумулятивные серии, в которых по набору кумулятивных фаз выделяются слои, совпадающие с горизонтами пойкилоофитовых и такситоофитовых долеритов. Пойкилоофитовые долериты совпадают с оливин-плаггиоклазовыми, а такситоофитовые — с оливин-плаггиоклаз-клинопироксеновыми кумулатами. Эта интерпретация, естественно, основана на поддающихся численному моделированию петрохимических признаках строения интрузивов. С точки зрения петрографической структуры пород она может быть оспорена на том основании, что

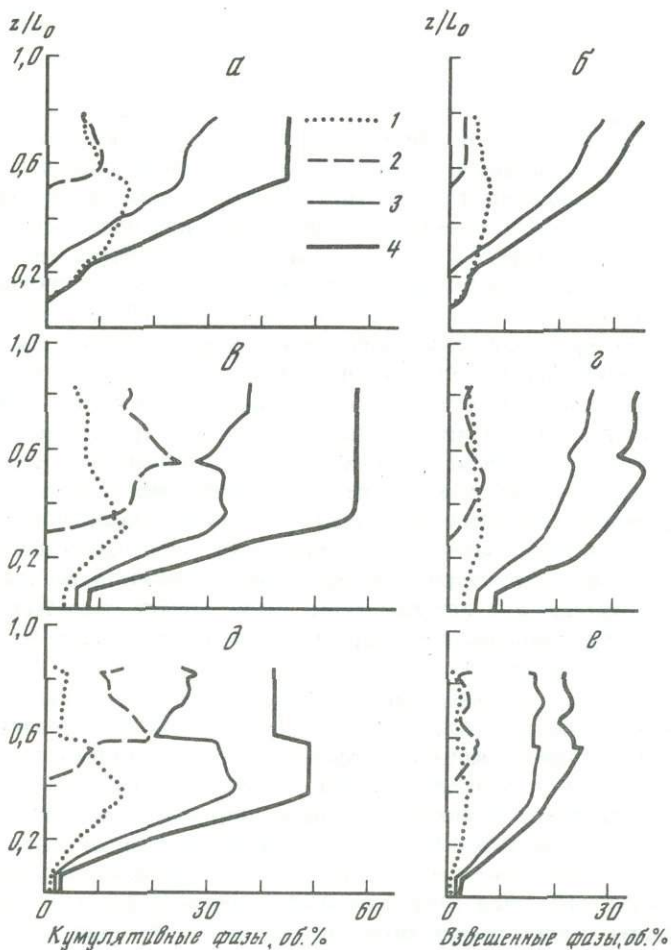


Рис. 57. Вариации содержаний кумулятивных (*а, в, д*) и взвешенных в конвектирующем расплаве (*б, г, е*) фаз оптимальных моделей Кузьмовского (*а, б*), Вилкойского (*в, г*) и Вавуканского (*д, е*) интрузивов

1 — ОI; 2 — Aug; 3 — Pl; 4 — сумма кумулятивных или взвешенных фаз

структуры пойкилоофитовых и такистоофитовых долеритов не похожи на структуры классических кумулятов крупных расслоенных комплексов. Аргументы в пользу того, что данная модельная интерпретация все же не противоречит структурным признакам пород трапových интрузивов, были приведены в гл. 2 и 4; дополнительно по этому поводу можно отметить следующее: кумулятивными называются породы, образовавшиеся путем накопления (аккумуляции) в расплаве осаждающихся кристаллов — продуктов его кристаллизации. Но рис. 57 дает повод обратить внимание на два важных обстоятельства. Первое — это то, что степень накопления кумулятивных минералов величина отнюдь не дискретная, она меняется от нуля в фации закалки до максимального значения $F_{\text{макс}}$, соответствующего

плотному зерновому осадку — кумулусу. Согласно приведенному выше определению, кумулатами необходимо называть все породы, содержание кумулятивных минералов в которых превышает нуль, по этой причине ясную границу между фацией нижнего эндоконтакта и кумулятивной серией (см. рис. 57) провести невозможно. Второе обстоятельство состоит в том, что, как видно из рис. 57, кумулятивные породы по своему генезису четко разделяются на два типа. Первый — породы верхних частей разреза, которые можно назвать классическими, или предельными, кумулатами. В этих породах $F_R = F_{\text{макс}}$, процесс их образования содержит разорванные во времени стадии образования кумулуса и докристаллизации межзерновой жидкости, что обуславливает четкий петрографический критерий идентификации таких пород, как кумулятивных, — наличие сложного идиоморфными соприкасающимися кристаллами каркаса и мезостазиса. Впрочем, в случае пород трапповых интрузивов четкость этого критерия относительна. В отличие от интрузивов типа Скергаардского, в которых слой кумулуса может достигать многокилометровой мощности и уплотняться под действием силы собственной тяжести, в рассматриваемых примерах долеритовых силлов этот слой оказывается маломощным и быстро затвердевающим. Его упаковка, особенно благодаря присутствию в первой структурной группе лейстовидных зерен *плаггиоклаза* и сростков *пироксена* с *плаггиоклазом*, легко может оказаться рыхлой, ажурной, так что однозначное петрографическое выделение кумулятивного каркаса породы сильно затруднится.

Второй тип кумулятивных пород, занимающих в показанных на рис. 57 разрезах нижние части, характеризуется переменным, понижающимся при приближении к нижнему контакту содержанием кумулятивных минералов. При формировании этих пород кристаллизация расплава на месте и накопление перемещенных кристаллов протекают одновременно, кумулулус образовываться не успевает. Петрографическая идентификация кумулятивного генезиса таких пород весьма затруднена, при малых степенях кумуляции они могут оказаться неотличимыми петрографически от некоторых разновидностей своих эффузивных аналогов, для которых высокая скорость охлаждения исключает перемещение зарождающихся кристаллов.

Сопоставление рис. 57 с показанными на рис. 54–56 колонками петрографических типов пород интрузивов показывает, что слой *пойкилоофитовых долеритов* следует относить к кумулатам второго типа, а слой *такситоофитовых долеритов* — к переходу от кумулатов второго типа к предельным кумулатам. Подчеркнем, что эта идентификация, как и само определение кумулатов, в данном случае является не петрографической, а петрогенетической, она не означает отождествления любых пород *пойкилоофитового* и *такситоофитового* структурных типов с кумулатами.

С петрологической точки зрения важным оказалось то, что *трапповая магма* определенно не *анхизвтектична*. *Клинопироксен* начинает кристаллизоваться не ранее, чем исходный расплав закристаллизуется на 25–30%. *Ликвидусным минералом* является *оливин*, однако достаточно магме закристаллизоваться на 2–6%, как к *оливину* присоединяется *плаггиоклаз*. Поэтому можно говорить об *оливин-плаггиоклаз-анхикотектической* породе *платобазальтов*. С этим связана особая роль среди подгоночных параметров моделей степени закристаллизованности внедрившейся магмы.

Она определяет такие характеристики разрезов интрузивов, как положение границ между кумулятивными горизонтами — чем больше $F_{\text{инт}}$, тем ниже по разрезу располагаются эти границы и максимумы содержаний захватываемых оседающими минералами элементов. В частности, чтобы воспроизвести высокое положение хромового максимума в силле Кузьмовка, связанного с первым появлением кумулятивного пироксена, оказалось достаточно предположить, что внедрившаяся магма не содержала интрателлурической фазы, т.е. была практически гомогенной. Распределение же хрома в интрузиве Вавукан и силле В-304 удастся воспроизвести, приняв некоторую закристаллизованность внедрившейся магмы (см. табл. 17).

Важно подчеркнуть, что в рассмотренном ряду интрузивов Кузьмовка, Вавукан, В-304 понижается подошва такситоофитовых долеритов, причем положение нижней границы этого горизонта в природе точно совпадает с уровнем появления кумулятивного клинопироксена в модели. Это еще раз подтверждает интерпретацию пойкилоофитовых долеритов как оливин-плаггиоклазового кумулата, а перекрывающих их такситоофитовых долеритов — как оливин-плаггиоклаз-клинопироксенового кумулата.

Проблемой в строении интрузивов аламджахского типа остается природа слоя габбро-долеритов. Эти породы с резкой границей залегают выше долеритов, в них скачкообразно возрастает содержание пироксена и изменяется структура при отсутствии петрографических признаков изменения состава кумулятивной ассоциации минералов.

Для объяснения происхождения слоя габбро-долеритов при детальном моделировании строения интрузива Вавукан, как видно из рис. 53, пришлось предположить наличие скачкообразного изменения скорости оседания пироксена при некотором уменьшении степени заполнения объема породы кумулятивными минералами. Объяснение физических причин этих изменений, происходящих импульсно, в определенный момент времени по ходу затвердевания магмы, неопределенно. Можно, например, предположить, что это результат внедрения новой порции магмы или ее латерального перетекания, подвижки или сейсмической встряски заключающих камеру блоков вмещающих пород.

На первый взгляд более привлекательной может показаться возможность объяснения генезиса габбро-долеритов какими-либо особенностями фазового поведения исходных для интрузивов аламджахского типа магм — сменой кристаллизующейся минеральной ассоциации или ликвидационным расщеплением расплава. Против интерпретации такого рода свидетельствует тот факт, что, как видно из табл. 16, исходные для трех рассмотренных интрузивов магмы по содержаниям основных петрогенных компонентов различаются незначительно. Если сопоставить составы расплавов, находящихся в ликвидусном равновесии с твердыми минералами при одинаковых температурах, различия эти окажутся еще меньшими и уменьшающимися по ходу кристаллизации. Но слабо различающиеся по составу расплавы, охлаждаясь в сходных условиях, должны показывать одинаковую последовательность фазовых переходов. Если бы габбро-долериты интрузива Вавукан были результатом ликвации или смены ликвидусной ассоциации минералов, то породы такого типа должны были бы появиться

и в интрузивах, относящихся к ангаро-могдинскому типу строения. Именно это делает более вероятной связь габбро-долеритов с динамическими факторами процесса, чем с фазовым поведением магматического расплава.

Во всяком случае, как показывает рис. 56, по своим петрохимическим признакам габбро-долериты могут быть представлены комбинацией расплава и равновесных с ним минеральных фаз, возникающих в кристаллизационной последовательности, т.е. могут интерпретироваться как разновидности оливин-плаггиоклаз-пироксеновых кумулатов.

Скачкообразное увеличение скорости оседания клинопироксена при формировании интрузива В-304 было постулировано для того, чтобы продемонстрировать возможность воспроизведения верхнего максимума содержания хрома в его разрезе. То обстоятельство, что для этого приходится прибегать к весьма значительному увеличению скорости оседания пироксена, которое в отличие от Вавуканского интрузива не проявляется в заметном изменении облика пород, свидетельствует, что, скорее всего, возрастание концентрации хрома в единственной точке разреза интрузива В-304 имеет случайный характер.

В этой работе интрузивы норильского типа не рассматриваются, но возможность интерпретации их строения на основе конвекционно-кумуляционной модели механизма кристаллизационной дифференциации магмы была проанализирована в работах [26, 27, 30, 51]. Эти авторы сделали вывод, что все наиболее типичные черты строения силикатных частей интрузивов норильского типа согласуются с позициями модели. Пикритовые долериты в соответствии с широко распространенной точкой зрения интерпретируются как оливиновые кумулаты, а оливиновые и оливинсодержащие долериты как оливин-плаггиоклазовые и оливин-плаггиоклаз-авгитовые кумулаты соответственно. Просмотр шлифов горных пород Талнахского интрузива, любезно предоставленных М.Б. Днепровской, убедил нас в том, что по структурно-петрографическим характеристикам оливиновые долериты являются разновидностями описанных в гл. 2 пойкилоофитовых долеритов, а безоливиновые долериты — такситоофитовых долеритов.

Таким образом, в рамках конвекционно-кумуляционной модели основные дифференциаты интрузивов, являющихся представителями всех типов строения траппов, получают генетическую интерпретацию, которая позволяет выстроить их в логически последовательный ряд: пикриты (оливиновые кумулаты)—пойкилоофитовые долериты (оливин-плаггиоклазовые кумулаты) — такситоофитовые долериты и габбро-долериты (разновидности оливин-плаггиоклаз-пироксеновых кумулатов)—гранофиры и железистые габбро-пегматиты (продукты затвердевания остаточного после глубокого кристаллизационного фракционирования расплава).

ОБРАТНАЯ ЗАДАЧА

Оптимизация параметров моделей простым подбором малопроизводительна и не дает уверенности в том, что подобранная модель действительно является оптимальной. Нерешенным она оставляет и вопрос об единственности оптимального набора подгоночных параметров. Поэтому было бы желательно иметь способ определения заранее хотя бы разумных интервалов вариации оптимизируемых параметров, т.е. способ решения обратной задачи моделирования — нахождения параметров процесса из геохимических данных по строению интрузива.

МЕТОД ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ТЕРМОМЕТРИИ

Самые общие черты строения пластовых интрузивов показывают, что главная масса их пород формируется в нижней части магматической камеры. Образующаяся путем направленной кристаллизации сверху вниз верхняя приконтактовая зона, как правило, бывает маломощной, а иногда и вовсе отсутствует. Из этого вытекает следующее важное следствие: для любой породы, усреднив по составу вышележащую часть интрузива (без учета верхнего приконтактового слоя), можно получить оценку состава той расплавно-кристаллической смеси, из которой данная порода образовалась. Причем различие составов породы и этой смеси обусловлено только изменением при кумуляции соотношений между содержаниями расплава и твердых фаз, сами фазы, согласно конвекционно-кумуляционной модели, по составу остаются идентичными.

Последнее позволяет чисто термодинамическим путем рассчитать для каждой породы температуру ее образования, содержание в ней кумулятивных фаз F_p^R , состав этих фаз и состав конвектирующего расплава в момент образования данной породы, а также и содержание в нем взвешенных фаз F_p . В разрешимости этой задачи можно убедиться следующим образом.

Пусть фазовая ассоциация в момент образования породы состоит из P фаз, включая расплав. Даны состав породы, т.е. $K-1$ значений концентраций в ней окисных компонентов, и средний состав вышележащей части интрузива. Неизвестными, которые требуется найти, являются $P(K-1)$ значений концентраций компонентов в каждой из изначально слагающих породу фаз, $P-1$ значений F_p^R и температура (давление считается постоянным) — всего для породы PK неизвестных. Кроме того, имеется PK аналогичных неизвестных, характеризующих состояние конвектирующей магмы, таким образом, общее число неизвестных $2PK$. Для их определения имеются $2K(P-1)$ уравнений равенства химических потенциалов компонентов в сосуществующих фазах и $2(K-1)$ независимых уравнений баланса масс (в этих уравнениях используются данные по составам породы и порождающего ее слоя магмы), т.е. всего уравнений $2(PK-1)$. Как видно, число неизвестных превышает число уравнений на 2, для замыкания системы уравнений не хватает пары соотношений, определяющих температуры формирующейся породы и магмы. Если бы эти температуры можно было задать априори, решение задачи свелось бы просто к паре изотермических задач

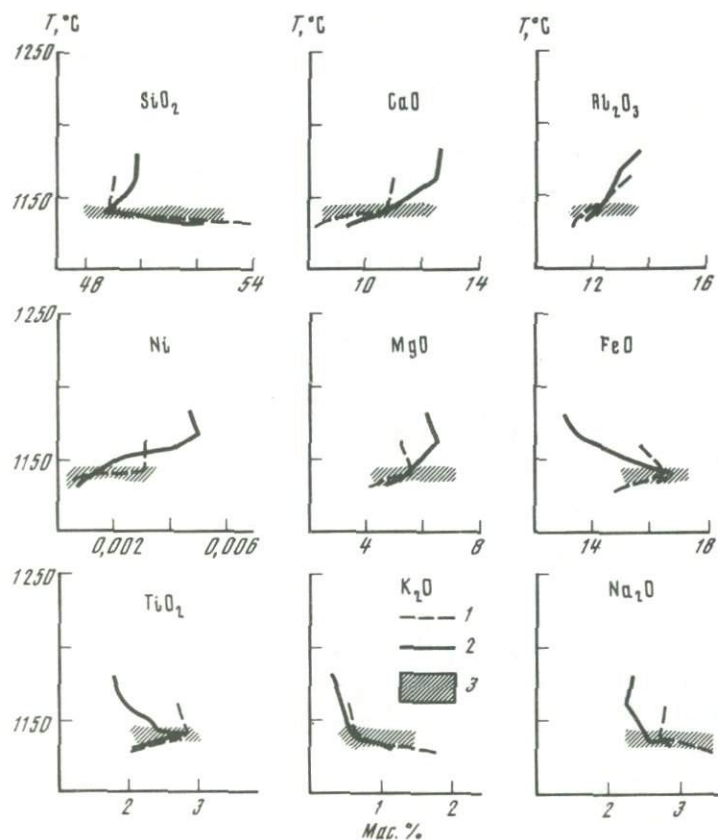


Рис. 58

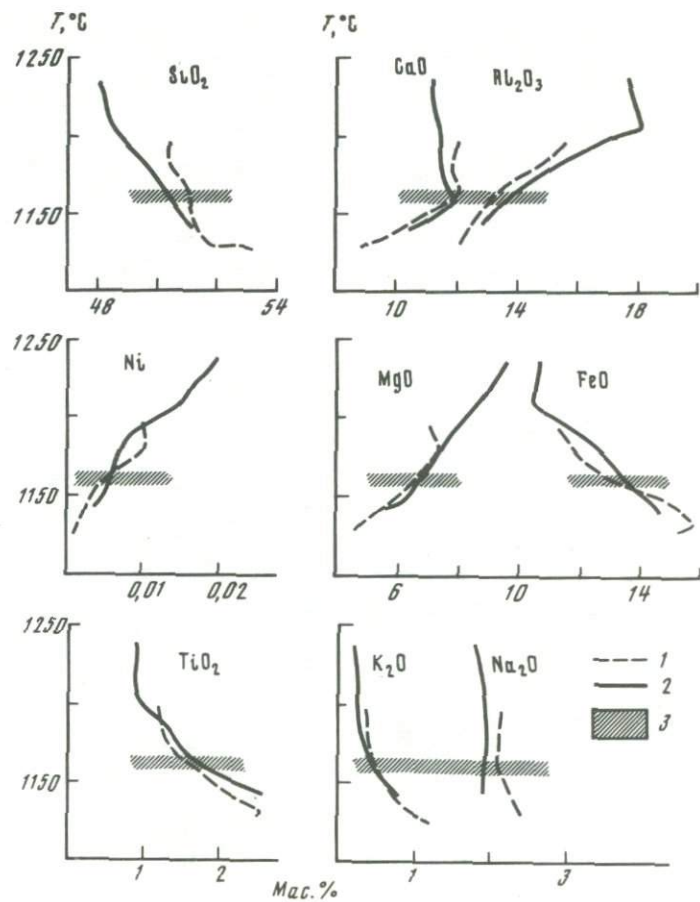


Рис. 59

равновесия. В данном случае температуры формирования пород заранее неизвестны, но зато имеются условия равенства температур двух смесей и условия идентичности составов всех фаз в обоих смесях. Среди этих условий есть K независимых, их количество намного превышает 2, и они делают систему уравнений равновесия и баланса не только замкнутой, но и переопределенной. Последнее обстоятельство открывает ряд дополнительных возможностей использования процедуры термодинамической обработки геохимических данных. Эта переопределенность дает способ проверки реалистичности и внутренней согласованности динамической модели процесса становления интрузива, она может быть использована для восстановления термодинамических параметров базальтоидных равновесий (коэффициентов распределения примесных элементов) из геохимических данных, наконец, она позволяет уточнять расчет T , F_p^R и F_p путем внесения в процедуру решения задачи равновесия элемента статистической оптимизации.

Технику решения задачи равновесия для нескольких расплавно-кристаллических смесей при условии совпадения составов составляющих эти смеси фаз мы называем методом геохимической термометрии [109]. Она состоит в построении траекторий равновесной кристаллизации (см. гл. 6) пары расплавов, отвечающих по составу породе и породившей ее магме. Решению рассматриваемой задачи, очевидно, отвечает точка пересечения пары таких траекторий. Поскольку аналитические данные о составах пород и все расчеты содержат некоторые неточности, реально, конечно, ищется не точка пересечения, а точка максимального сближения траекторий. Эта точка определяет температуру формирования породы, а решения задач равновесия при этой температуре для материалов породы и магмы дают все F_p^R , F_p и составы фаз. Можно отметить, что если исходная гипотеза о том, что два материала образованы путем смещения в различных пропорциях одних и тех же фаз равновесной ассоциации, не верна, траектории кристаллизации соответствующих расплавов не пересекутся. На рис. 58, 59 для примера показаны проекции линий эволюции составов расплавов на плоскости концентрация одного компонента — температура для образцов габбро-долерита Вельминского силла В20/76, пойкилоофитового долерита Вавуканского силла ВВ-123 и соответствующих им магм. Как видно, точки пересечения траекторий кристаллизации в этих случаях идентифицируются вполне отчетливо (с точностью примерно $\pm 5-10$ °C). Трудности с локализацией точек пересечения обычно появляются при рассмотрении пород, залегающих близко



Рис. 58. Оценка температуры и состава магматического расплава в момент формирования габбро-долерита Вельминского интрузива

Траектории равновесной кристаллизации расплавов: 1 — дифференциата № 20 (см. табл. 18), 2 — обр. В20/76 (см. табл. 1); 3 — область пересечения (сближения) траекторий кристаллизации

Рис. 59. Оценка температуры и состава магматического расплава в момент формирования пойкилоофитового долерита Вавуканского интрузива

Траектории равновесной кристаллизации расплавов: 1 — дифференциата № 7 (см. табл. 21), 2 — обр. ВВ-123 (см. табл. 2); 3 — область пересечения (сближения) траекторий кристаллизации

к нижнему эндоконтакту. Эти породы, отвечающие закалочной фации, по составу близки к исходной для них магме (средневзвешенному составу всего интрузива), поэтому траектории кристаллизации пары расплавов естественным образом оказываются практически совпадающими.

ОЦЕНКА ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИВОВ

По методике геохимической термометрии мы обработали все данные о распределении петрогенных элементов и никеля по разрезам Вельминского, Кузьмовского, Виллюйского (В-304) и Вавуканского силлов.

На рис. 60–62 представлены результаты, полученные для Вельминского силла. Исползованные для соответствующих расчетов составы пород этого интрузива приведены в табл. 1. Составы остаточных магм, отвечающие определенным стадиям затвердевания Вельминского интрузива, рассчитывались по методу Уэйджера и Брауна [101] и приведены в табл. 18. ЭВМ-моделирование равновесной кристаллизации расплавов пород и "магм" проводилось в условиях буфера вюстит–магнетит, что гарантировало содержание Fe_2O_3 в жидкости не более 10 мас. % от общего количества окислов железа. Геохимическое термометрирование проводилось для 24 представленных в табл. 1 и 18 пар составов, поскольку образцы В7/76 и В8/76 из рассмотрения были исключены вследствие сильной измененности, а состав расположенного в наивысшей точке разреза феррогаббро В27/76, по-видимому, близок составу расплавно-кристаллической смеси, отвечающей наиболее поздним продуктам фракционирования. В результате геохимической термометрии были идентифицированы 22 точки максимального сближения пар эволюционных линий (расплавы пород В15/76 и В16/76 не дали достоверных пересечений). Это позволило оценить диапазон температур кристаллизации вельминской магмы $\sim 1160\text{--}1135^\circ\text{C}$.

Эволюция температуры и состава расплава по мере формирования расплавленной серии Вельминского интрузива на рис. 60 показана полосами, ширина которых отвечает различиям между температурами и составами расплавов пород и магм в точках максимального сближения траекторий кристаллизации. Эти различия для температуры составляют первые градусы, а для расплава в большинстве случаев не превышают неопределенности химического анализа составов пород. По данным геохимической термометрии, для этапа формирования слагающих нижнюю часть разреза такситофитовых долеритов характерно заметное накопление в расплаве FeO при незначительном обогащении TiO_2 и щелочами и монотонное обеднение MgO , CaO , Al_2O_3 и Ni . Появление в габбро-долеритах титаномагнетита сопровождается обеднением расплава FeO при одновременном обогащении SiO_2 . Подобный характер эволюции магматического расплава согласуется с данными, полученными при экспериментальном и теоретическом исследовании количественных закономерностей кристаллизации толеитовых магм при низких давлениях [35 и 2, 3, 156], см. также гл. 6.

На основании результатов геохимической термометрии установлен характер изменения составов кумулятивных *O1*, *P1* и *Aug* по разрезу Вельминского силла (см. рис. 61). Эти данные свидетельствуют о монотонном обеднении породообразующих минералов снизу вверх тугоплавкими ком-

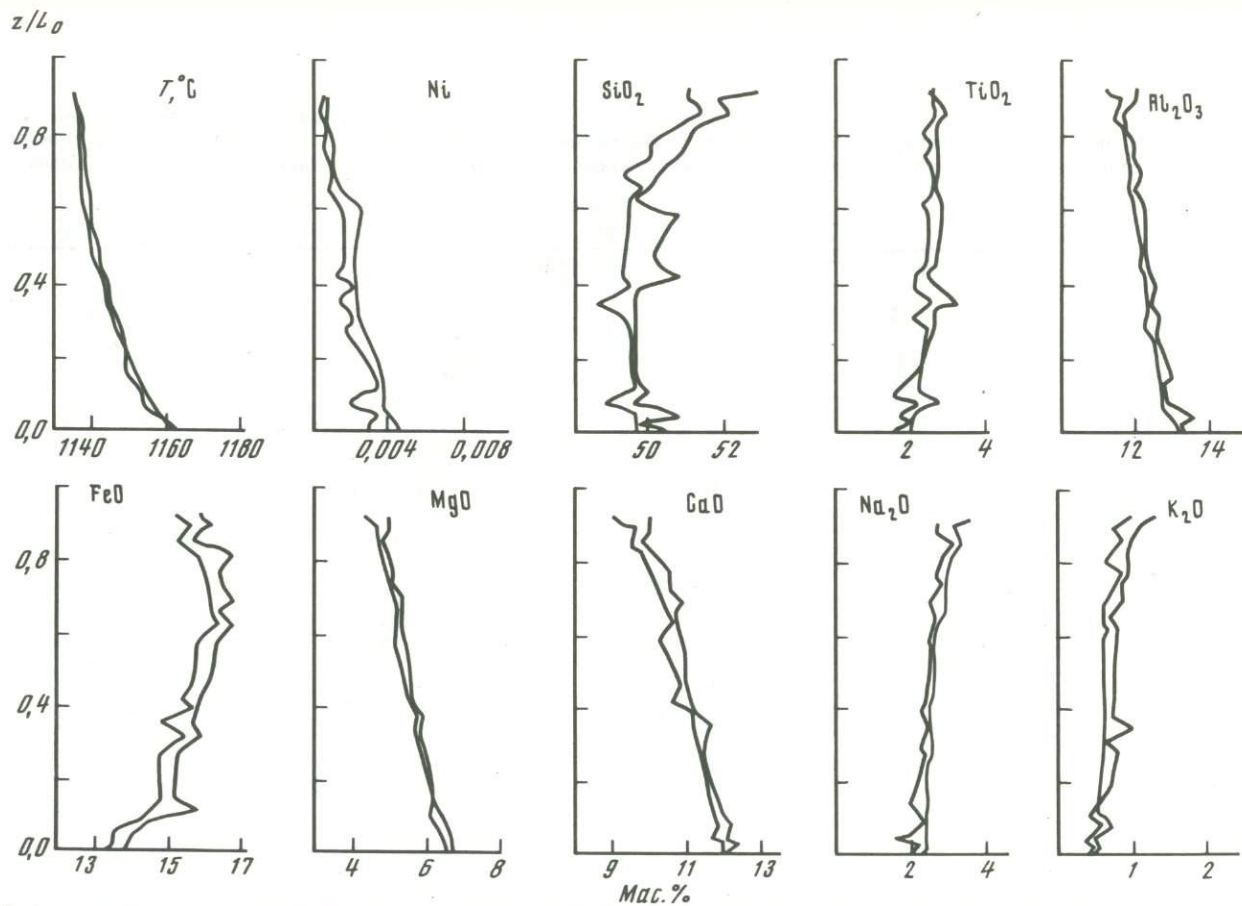


Рис. 60. Эволюция температуры и состава магматического расплава по мере формирования расслоенной серии Вельминского интрузива

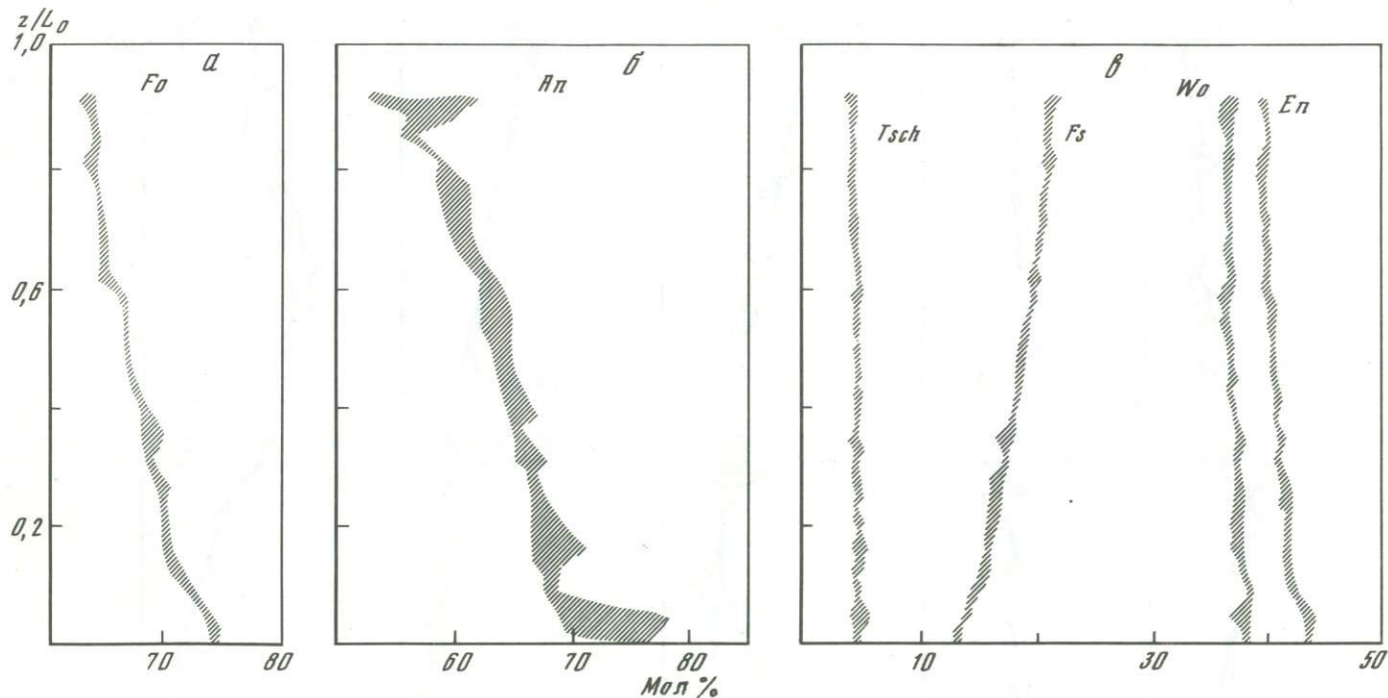


Рис. 61. Эволюция составов кумулятивных минералов по мере формирования расслоенной серии Вельминского интрузива
a — оливин; *b* — плагиоклаз; *v* — авгит (*Tsch* — молекула Чермака $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$); ширина штриховых полос отвечает неопределенностям данных геохимической термометрии

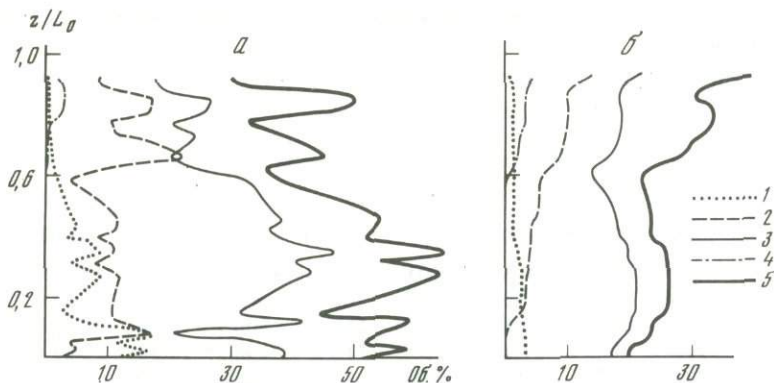


Рис. 62. Вариации содержаний кумулятивных (а) и взвешенных в магме (б) минералов по мере формирования расслоенной серии Вельминского интрузива

1 — *Ol*; 2 — *Aug*; 3 — *Pl*; 4 — *Sp* (титаномагнетит); 5 — сумма кумулятивных или взвешенных фаз

понентами — результат, который также не противоречит известным данным о скрытой расслоенности пластовых интрузивов [41, 69, 101, 240]. Как видно из рис. 61, составы фемических минералов определены с точностью 1–3 мол. %, в то время как для *Pl* интервал неопределенности достигает иногда 8–10 мол. %. Это, по-видимому, связано с более высокой чувствительностью геотермометров Дрейка [141] к вариациям состава расплава, показанным на рис. 60.

Данные об изменении по разрезу фазового состава кумулятов и соответствующих магм показаны на рис. 62. Наиболее тугоплавкие таксито-офитовые долериты основания расслоенной серии оказались представлены трехминеральным парагенезисом: *Ol* + *Pl* + *Aug* + *l*. Количество кумулятивного *Pl* составляет в них 33–47 об. %, максимальное содержание кумулятивного *Ol* — 17 об. %. В габбро-долеритах верхней части разреза количество кумулятивного *Ol* уменьшается до 1 об. %, плагиоклаз в кумулюсе незначительно преобладает над авгитом: 20–27 и 9–22 об. % соответственно. Кроме того, в этих породах появляется кумулятивный титаномагнетит. Общая доля кумулятивных фаз в долеритах Вельминского силла колеблется примерно от 30 до 65 об. % (см. рис. 62, а). Взвешенная в расплаве твердая фаза (см. рис. 62, б) представлена преимущественно плагиоклазом (в среднем 15–20 об. %), в меньшей степени авгитом при резко подчиненной роли *Ol* и титаномагнетита. Ее общее количество изменяется от 19 до 41 об. % и составляет в среднем около 25 об. %.

В результате геохимического термометрирования установлено, что суммарное количество твердых фаз в магме, отвечающей средневзвешенному составу видимой части Вельминского силла, составляет около 20 об. % (см. рис. 62, б). Это существенно превышает оценки общей доли интрателлурических вкрапленников для исходных магм Кузьмовского, Вилуйского и Вавуканского интрузивов (см. табл. 17). Возможность столь высокой степени закристаллизованности вельминской магмы в момент внедрения в принципе не исключается, но более вероятное объяснение данного факта

Т а б л и ц а 18. Химический состав дифференциатов исходной магмы Вельминского интрузива, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9		10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
z, м	0	3	6	10	15	20	25	30	35		40	45	50	55	60	65	70	75	80	85
z/L ₀	0,000	0,023	0,046	0,077	0,115	0,154	0,192	0,231	0,269		0,308	0,346	0,385	0,423	0,462	0,500	0,538	0,577	0,615	0,654
SiO ₂	49,40	49,42	49,46	49,51	49,56	49,55	49,59	49,66	49,69		49,71	49,74	49,75	49,72	49,69	49,59	49,43	49,29	49,16	49,03
TiO ₂	1,61	1,63	1,65	1,67	1,69	1,72	1,76	1,80	1,84		1,89	1,93	1,98	2,04	2,10	2,19	2,31	2,41	2,49	2,59
Al ₂ O ₃	15,73	15,69	15,64	15,66	15,68	15,68	15,55	15,46	15,32		15,17	14,99	14,80	14,63	14,45	14,13	13,83	13,60	13,32	13,24
FeO	11,64	11,69	11,73	11,75	11,79	11,89	11,98	12,13	12,30		12,46	12,64	12,85	13,04	13,25	13,62	14,05	14,40	14,69	14,95
MnO	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23		0,23	0,23	0,24	0,24	0,24	0,24	0,25	0,25	0,25	0,25
MgO	6,37	6,30	6,22	6,06	5,91	5,89	5,80	5,69	5,62		5,56	5,50	5,44	5,41	5,36	5,38	5,37	5,34	5,41	5,36
CaO	12,03	12,04	12,05	12,05	12,04	12,00	11,93	11,85	11,81		11,77	11,73	11,70	11,66	11,62	11,55	11,45	11,37	11,34	11,20
Na ₂ O	2,49	2,50	2,52	2,55	2,57	2,59	2,61	2,62	2,63		2,64	2,64	2,65	2,66	2,67	2,67	2,68	2,68	2,68	2,70
K ₂ O	0,38	0,39	0,39	0,40	0,40	0,41	0,42	0,42	0,43		0,44	0,45	0,45	0,46	0,47	0,48	0,48	0,49	0,50	0,51
P ₂ O ₅	0,12	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14		0,14	0,14	0,14	0,15	0,15	0,15	0,16	0,16	0,16	0,16
Ni	0,0061	0,0060	0,0058	0,0056	0,0053	0,0051	0,0048	0,0046	0,0044		0,0042	0,0041	0,0040	0,0036	0,0038	0,0037	0,0037	0,0036	0,0035	0,0034

П р и м е ч а н и е. Порядковые номера соответствуют номерам в табл. 1. L₀ — 130 м.

Компо- ненты	20	21	22	23	24	25	26
z, м	90	95	100	105	110	115	120
z/L ₀	0,692	0,731	0,769	0,808	0,846	0,885	0,923
SiO ₂	48,90	48,77	48,59	48,55	48,67	48,74	48,75
TiO ₂	2,69	2,80	2,93	3,04	3,08	3,11	3,23
Al ₂ O ₃	13,25	13,11	12,94	12,83	12,78	12,68	12,31
FeO	15,24	15,57	15,96	16,16	16,25	16,41	16,72
MnO	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26
MgO	5,22	5,16	5,15	5,08	4,88	4,68	4,55
CaO	11,00	10,81	10,64	10,47	10,35	10,26	10,06
Na ₂ O	2,75	2,79	2,81	2,85	2,90	2,97	3,16
K ₂ O	0,53	0,55	0,55	0,58	0,63	0,70	0,76
P ₂ O ₅	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19	0,20	0,20
Ni	0,0032	0,0031	0,0030	0,0028	0,0026	0,0023	0,0022

заключается, на наш взгляд, в предположении о наличии не вскрытой эрозией достаточно существенной нижней части интрузива (см. описание Вельминского силла в гл. 2).

Разрезы Кузьмовского, Виллойского и Вавуканского интрузивов в отличие от Вельминского силла изучены от нижнего до верхнего контакта. Это позволило при расчетах составов серий остаточных магм учитывать вклад в них верхних приконтактовых зон (см. табл. 2—4 и 19—21). При этом считалось, что чем выше положение породы в разрезе расслоенной

серии, тем меньший вклад дают верхние приконтактовые разности в оценку состава магмы на данном уровне. При обработке данных из рассмотрения были исключены составы долеритов нижних приконтактовых зон (причина этого обсуждалась в предыдущем разделе). Таким образом, общий массив данных геохимического термометрирования пород дифференцированных интрузивов включает в настоящее время 22, 11, 21 и 14 точек для Вельминского, Кузьмовского, Виллойского и Вавуканского силлов соответственно.

Оцененная при помощи метода геохимической термометрии эволюция температуры и составов расплавов по мере формирования расслоенных серий трех последних интрузивов показана на рис. 63—65. На этих же графиках для сравнения показаны результаты прямого моделирования образования интрузивов для представленных в предыдущей главе оптимальных моделей. Приведенные здесь данные дают в целом согласующуюся картину распределения температуры и составов расплавов и свидетельствуют, по-видимому, о реалистичности оценок, полученных при проведении прямых численных экспериментов и решении обратной задачи.

Как видно из данных рис. 63—65, при кристаллизации интрузивных трапповых магм температура расплава монотонно понижается примерно от 1200 до 1140 °С. При этом эволюция состава магматического расплава характеризуется ростом железистости, накоплением TiO₂, Na₂O, K₂O и небольшим обогащением SiO₂. Содержания в жидкости Al₂O₃, MgO и Ni во всех случаях понижаются вверх по разрезу и прямо коррелируют с температурой. Для CaO характерно постоянство или незначительное увеличение содержаний в расплавах на ранних стадиях кристаллизации и их понижение на поздних стадиях. Выше отмечалось, что подобный характер эволю-

Т а б л и ц а 19. Химический состав дифференциатов исходной магмы Кузьмовско-го интрузива, мас. %

Компоненты														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
z, м	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65
z/L ₀	0,000	0,059	0,118	0,176	0,235	0,294	0,353	0,412	0,471	0,529	0,588	0,647	0,706	0,765
SiO ₂	49,92	49,90	49,80	49,66	49,54	49,49	49,48	49,59	49,70	49,91	50,27	50,64	51,04	51,42
TiO ₂	1,16	1,15	1,13	1,10	1,07	1,06	1,07	1,07	1,08	1,12	1,18	1,24	1,31	1,36
Al ₂ O ₃	15,08	15,05	15,04	15,08	15,10	15,14	15,18	15,20	15,24	15,28	15,37	15,47	15,41	15,26
FeO	11,32	11,33	11,32	11,26	11,21	11,21	11,22	11,23	11,21	11,20	11,21	11,29	11,36	11,38
MnO	0,18	0,18	0,18	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18
MgO	8,98	9,05	9,26	9,49	9,74	9,73	9,63	9,42	9,15	8,68	7,97	7,28	6,67	6,31
CaO	10,51	10,52	10,51	10,51	10,49	10,54	10,61	10,69	10,77	10,91	11,00	10,97	11,02	11,09
Na ₂ O	2,09	2,08	2,07	2,05	2,04	2,03	2,03	2,04	2,07	2,11	2,19	2,25	2,28	2,24
K ₂ O	0,61	0,58	0,56	0,53	0,50	0,48	0,47	0,47	0,47	0,48	0,50	0,54	0,57	0,60
P ₂ O ₅	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,15	0,16	0,15
Ni	0,0159	0,0161	0,0167	0,0173	0,0180	0,0178	0,0173	0,0163	0,0153	0,0137	0,0115	0,0095	0,0082	0,0075

П р и м е ч а н и е. Порядковые номера соответствуют номерам в табл. 3. L₀ – 85 м.

Т а б л и ц а 20. Химический состав дифференциатов исходной магмы интрузива В-304, мас. %

Компоненты																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
z, м	0	3	5	8	13	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	77	85
z/L ₀	0,000	0,019	0,031	0,050	0,081	0,094	0,125	0,156	0,187	0,219	0,250	0,281	0,312	0,344	0,375	0,406	0,437	0,481	0,531
SiO ₂	49,41	49,40	49,40	49,40	49,41	49,36	49,36	49,36	49,38	49,39	49,42	49,47	49,53	49,60	49,68	49,76	49,83	49,90	50,02
TiO ₂	0,88	0,88	0,88	0,87	0,87	0,85	0,85	0,84	0,84	0,84	0,84	0,84	0,85	0,85	0,86	0,87	0,87	0,89	0,91
Al ₂ O ₃	15,80	15,80	15,80	15,89	15,79	15,84	15,84	15,84	15,83	15,81	15,78	15,78	15,81	15,84	15,88	15,93	15,98	16,02	16,12
FeO	10,32	10,36	10,38	10,34	10,32	10,22	10,22	10,21	10,19	10,17	10,16	10,12	10,08	10,05	10,01	9,98	9,96	9,94	9,88
MnO	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,26	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25
MgO	8,68	8,69	8,70	8,70	8,69	8,81	8,82	8,81	8,80	8,79	8,77	8,68	8,57	8,43	8,26	8,08	7,89	7,69	7,37
CaO	12,32	12,42	12,42	12,42	12,42	12,52	12,51	12,53	12,56	12,59	12,63	12,61	12,73	12,78	12,84	12,88	12,93	12,99	13,02
Na ₂ O	1,86	1,86	1,86	1,86	1,85	1,81	1,82	1,82	1,82	1,82	1,83	1,83	1,85	1,86	1,88	1,91	1,94	1,98	2,03
K ₂ O	0,24	0,24	0,23	0,23	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,22	0,23	0,23	0,24
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
Ni	0,0160	0,0160	0,0161	0,0161	0,0160	0,0165	0,0166	0,0166	0,0165	0,0165	0,0163	0,0160	0,0157	0,0152	0,0145	0,0139	0,0133	0,0124	0,0115

П р и м е ч а н и е. Порядковые номера соответствуют номерам в табл. 4. L₀ – 160 м.

Т а б л и ц а 20 (окончание)

Компо- ненты	20	21	22	23	24	25	26	27	28
z, м	90	95	100	105	115	120	125	130	140
z/L ₀	0,562	0,594	0,625	0,656	0,719	0,750	0,781	0,812	0,875
SiO ₂	50,09	50,15	50,22	50,30	50,43	50,43	50,47	50,54	50,84
TiO ₂	0,92	0,93	0,94	0,96	0,99	1,01	1,03	1,05	1,15
Al ₂ O ₃	16,25	16,36	16,42	16,53	16,72	16,78	16,77	16,50	15,49
FeO	9,85	9,85	9,87	9,89	9,93	9,92	10,08	10,35	11,25
MnO	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,25	0,28
MgO	7,15	6,97	6,82	6,62	6,25	6,13	6,03	6,05	5,99
CaO	13,07	13,04	12,99	12,92	12,82	12,85	12,72	12,53	11,92
Na ₂ O	2,06	2,08	2,11	2,14	2,18	2,20	2,23	2,29	2,53
K ₂ O	0,24	0,25	0,25	0,26	0,27	0,27	0,27	0,29	0,35
P ₂ O ₅	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,11	0,11	0,11	0,13
Ni	0,0111	0,0108	0,0105	0,0101	0,0095	0,0094	0,0093	0,0092	0,0087

ции силикатных расплавов соответствует известным закономерностям фракционной кристаллизации толеитовых магм [3, 35] и может служить прямым указанием на протекание в магматических камерах процессов кристаллизационного фракционирования.

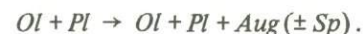
Расчитанные при помощи метода геохимической термометрии распределения кумулятивных и взвешенных фаз по разрезам интрузивов показа-

Т а б л и ц а 21. Химический состав дифференциатов исходной магмы Вавуканско-го интрузива, мас. %

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
z, м	0	10	20	25	30	35	40	45	50
z/L ₀	0,000	0,100	0,200	0,250	0,300	0,350	0,400	0,450	0,500
SiO ₂	49,48	49,51	49,69	49,83	49,98	50,15	50,34	50,54	50,70
TiO ₂	1,16	1,15	1,14	1,15	1,16	1,18	1,20	1,23	1,27
Al ₂ O ₃	15,85	15,89	15,89	15,82	15,74	15,64	15,50	15,29	15,02
FeO	11,00	10,93	10,84	10,85	10,87	10,90	10,94	11,01	11,14
MnO	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,28	0,29	0,29
MgO	7,86	7,86	7,75	7,63	7,49	7,27	7,05	6,79	6,60
CaO	11,77	11,80	11,84	11,86	11,88	11,92	12,00	12,12	12,17
Na ₂ O	2,12	2,10	2,09	2,10	2,12	2,16	2,19	2,22	2,26
K ₂ O	0,35	0,35	0,35	0,35	0,35	0,36	0,37	0,38	0,40
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,13	0,13	0,13	0,14	0,14	0,14	0,15
Ni	0,0133	0,0133	0,0131	0,0131	0,0120	0,0112	0,0103	0,0093	0,0084

П р и м е ч а н и е. Порядковые номера соответствуют номерам в табл. 2. L₀ — 100 м.

ны на рис. 66. Эти данные подтверждают сформулированный еще В.С. Соболевым вывод об анхикотектической (оливин-плаггиоклаз) природе большинства трапповых магм Сибирской платформы [92] и указывают на следующую последовательность их кристаллизации:



Общая форма распределений кумулятивных фаз неплохо согласуется с данными прямого математического эксперимента (см. рис. 57), подтверждая, что одной из наиболее характерных особенностей строения интрузивов является монотонное увеличение объемной доли минералов кумулуса в породах, формирующихся при движении фронта затвердевания от нижнего контакта. Приведенные на рис. 66, а, в, д данные показывают, что минимальная пористость кумулуса ($1 - F_R$) в интрузивах Кузьмовка, В-304 и Вавукан составляет 50–60 об. %, причем предельное насыщение каркаса породы кумулятивными фазами достигается на высоте не менее 1/3 от мощности интрузивов.

Среди минералов кумулуса на всех стадиях процесса преобладает Pl, максимальное содержание которого может достигать 35 об. %. Максимумы содержания Ol составляют 15–17 об. % и всегда приурочены к горизонтам пород, отвечающих первым этапам предельного заполнения объема кумулятивными фазами. Для данных интрузивов они расположены в интервале высот от 1/3 до 1/2 мощности (см. рис. 66). В верхних частях интрузивов содержание кумулятивного Ol не превышает 5 об. %, составляя в среднем 2–3 об. %. Максимальные количества кумулятивного авгита наблюдаются в породах, расположенных на высоте около 60% от мощности интрузивов. В частности, для габбро-долеритов Вельминского и Вавуканского силлов характерно содержание Aug около 20 об. %.

	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
	55	58,4	58,5	60	65	67,5	70	75	80	85
	0,550	0,584	0,585	0,600	0,650	0,675	0,700	0,750	0,800	0,850
	50,83	50,94	51,08	51,09	51,20	51,26	51,30	51,40	51,48	51,29
	1,32	1,36	1,32	1,34	1,38	1,41	1,45	1,55	1,72	1,96
	14,69	14,43	14,38	14,36	14,24	14,16	14,12	13,93	13,66	13,42
	11,36	11,49	11,24	11,29	11,49	11,63	11,80	12,34	13,26	14,32
	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,31	0,31	0,32	0,34	0,36
	6,54	6,50	6,53	6,49	6,37	6,29	6,16	5,88	5,53	5,14
	12,10	12,05	12,29	12,23	12,04	11,93	11,79	11,34	10,63	9,99
	2,30	2,33	2,29	2,30	2,35	2,38	2,43	2,52	2,57	2,65
	0,41	0,43	0,42	0,43	0,44	0,44	0,45	0,50	0,57	0,62
	0,16	0,16	0,16	0,16	0,17	0,18	0,19	0,21	0,24	0,26
	0,0079	0,0076	0,0074	0,0073	0,0070	0,0070	0,0069	0,0065	0,0056	0,0049

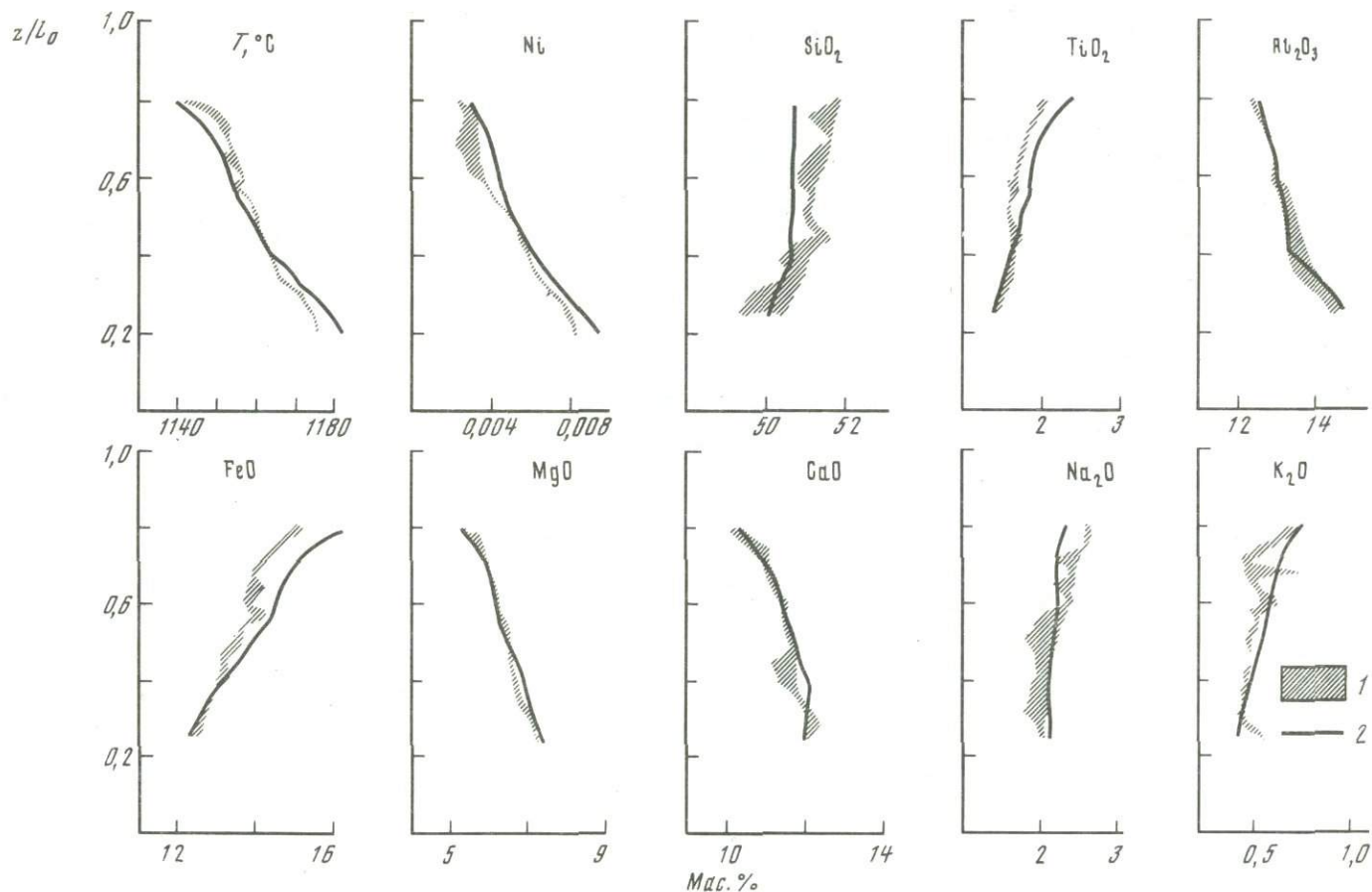


Рис. 63. Эволюция температуры и состава магматического расплава по мере формирования расслоенной серии Кузьмовского интрузива
 1 — данные геохимической термометрии; 2 — результаты расчетов для оптимальной модели (см. рис. 57)

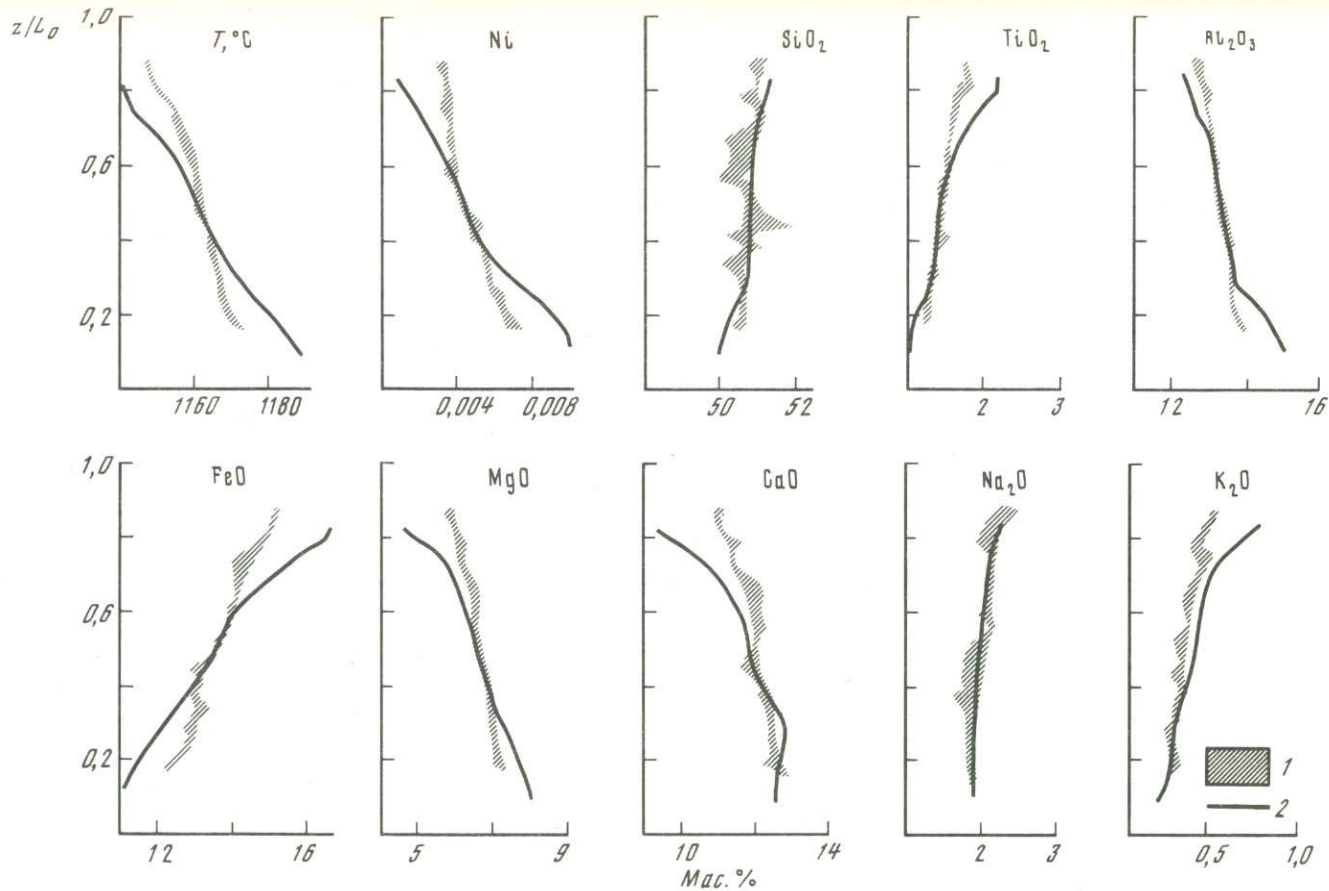


Рис. 64. Эволюция температуры и состава магматического расплава по мере формирования расслоенной серии Вилуйского (В-304) интрузива

1 — данные геохимической термометрии; 2 — результаты расчетов для оптимальной модели (см. рис. 55)

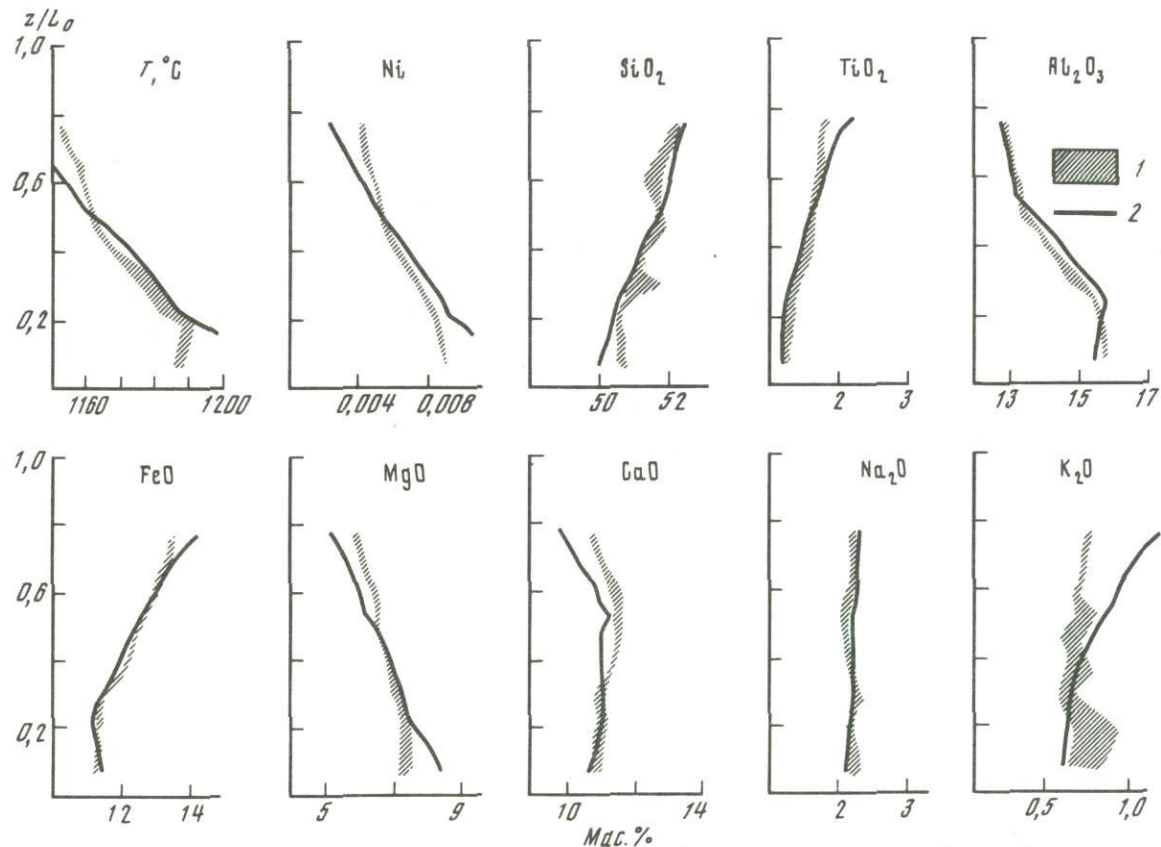


Рис. 65. Эволюция температуры и состава магматического расплава по мере формирования расслоенной серии Вавуканского интрузива
 1 — данные геохимической термометрии; 2 — результаты расчетов для оптимальной модели (см. рис. 56)

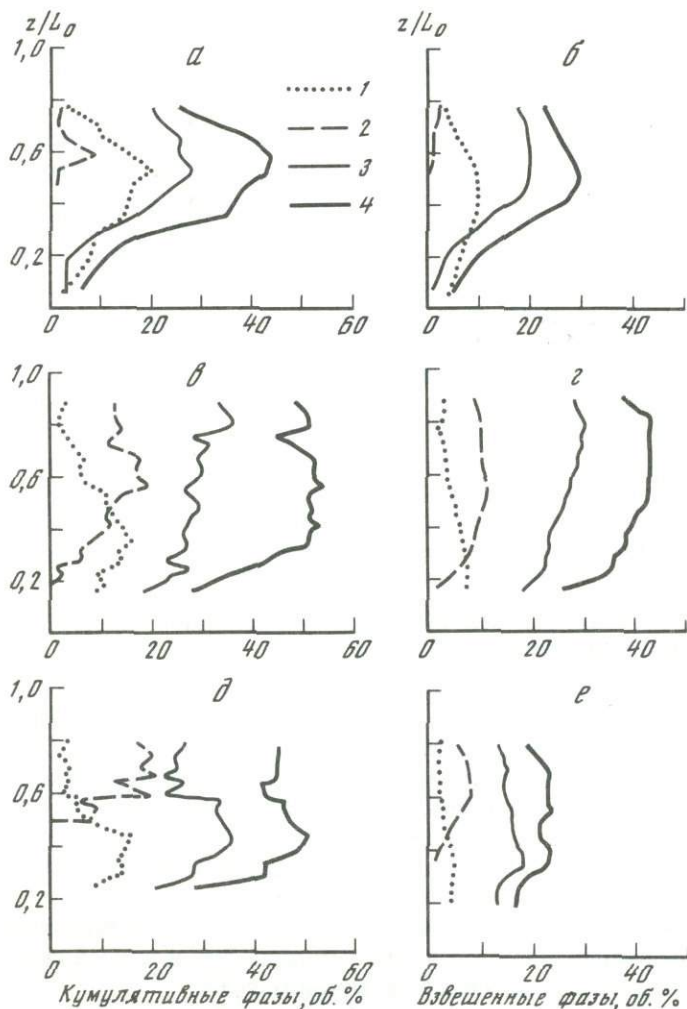


Рис. 66. Вариации содержаний кумулятивных (а, в, г) и взвешенных в конвектирующем расплаве (б, д, е) фаз по данным геохимической термометрии долеритов Кузьмовского (а, б), Вильюйского (в, г) и Вавуканского (д, е) интрузивов

1 — ОI; 2 — Aug; 3 — Pl; 4 — сумма кумулятивных или взвешенных фаз

При сравнении данных геохимического термометрирования пород различных интрузивов (см. рис. 62, 66) обращают на себя внимание сильные флуктуации фазового состава кумулуса в случае Вельминского силла, проявляющиеся на фоне довольно монотонной эволюции исходного магматического расплава (см. рис. 61). С точки зрения решения обратной задачи эти флуктуации естественным образом отражают вариации химического состава пород, расположенных на незначительном удалении друг от друга (см. табл. 1). Следовательно, эти данные можно интерпретировать как указание на то, что резкое изменение пропорций кумулятивных фаз и интеркумуля-

тивного расплава в ряде случаев может быть ответственно за наблюдаемые в пластовых интрузивах колебания химического и минерального составов пород.

Общее количество взвешенных в магмах твердых фаз по мере формирования расслоенных серий интрузивов Кузьмовка, В-304, Вавукан изменяются в широких пределах: от первых процентов в момент внедрения до 20–40 об. % на средних и поздних стадиях кристаллизации (см. рис. 66, б, з, е). За исключением этапа формирования нижней приконтактной зоны Кузьмовского силла, в фазовом составе магм постоянно преобладает *Pl*, объемная концентрация которого, как правило, в 2–10 раз превышает содержание *Ol* и не меньше чем в 1,5–2 раза выше объемной концентрации кристаллов *Aug*. Средние содержания кристаллов *Pl*, взвешенных в магмах рассмотренных интрузивов, варьируют в пределах 15–25 об. %. Очевидно, что относительное обогащение магм плагиоклазом обусловлено низкой плотностью этого минерала, которая, как известно, близка плотности сухого базальтового расплава [131]. Для *Aug* магматических взвесей характерно преобладание над *Ol* (обратные соотношения отмечены только для Кузьмовского силла), причем его концентрация в магме практически на всех этапах не превышает 10 об. %.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

Обработка данных по строению интрузива методом геохимической термометрии не дает полного решения обратной задачи — из подгоночных параметров моделей непосредственную оценку она дает только для пористости кумулуса и степени закристаллизованности внедрившейся магмы. Причем последний параметр определяется не очень надежно, так как к приконтактным и закалочным породам метод геохимической термометрии практически неприменим. Для определения $F_{\text{инт}}$ рассчитанные зависимости $F_R(z_D)$ приходится экстраполировать к $z_D = 0$.

Ниже представлен способ извлечения из данных геохимической термометрии информации о скоростях перемещения фаз и тепла и связанных с этими процессами подгоночных параметров моделей.

Составим уравнение баланса для количества взвешенного в расплаве минерала *p*. Пусть в произвольный момент времени *t* мощность слоя расплава составляет $L(t)$. Поскольку мощность верхнего приконтактного слоя обычно мала и процесс его формирования на эволюцию состава расплава влияет слабо, будем считать, что мощность слоя расплава изменяется только за счет продвижения вверх его нижней границы, т.е. что

$$L(t) = L_0 - z_D(t), \quad (8.1)$$

где L_0 — видимая мощность интрузива за вычетом толщины верхнего приконтактного слоя. Количество взвешенного в расплаве минерала *p* в момент *t* равно $F_p(t)[L_0 - z_D(t)]$, за малый промежуток времени *dt* оно увеличивается на $j_p dt(j_p$ — скорость появления фазы *p* за счет объемной кристаллизации), уменьшается на $u_p F_p$ благодаря оседанию и на $F_p dz_D = F_p u_f^D dt$ за счет изменения мощности слоя расплава. Таким образом, ба-

лансовое уравнение выглядит как

$$F_p(t + dt)[L_0 - z_D(t + dt)] - F_p(t)[L_0 - z_D(t)] = j_p dt + F_p(t)u_p dt - F_p dz_D. \quad (8.2)$$

Заменив $F_p(t + dt)$ и $z_D(t + dt)$ соответственно на $F_p(t) + dt dF_p(t)/dt$ и $z_D(t) + dt dz_D(t)/dt$ и отбросив члены порядка dt^2 , (8.2) нетрудно превратить в дифференциальное уравнение

$$dF_p/dt = (j_p + u_p F_p)/(L_0 - z_D). \quad (8.3)$$

Метод геохимической термометрии дает F_p не как функции времени, а как функцию однозначно связанной с временем величины $z_D(t)$, поэтому в (8.3) удобно заменить dF_p/dt на $(dF_p/dz_D)(dz_D/dt) = u_p^D dF_p/dz_D$. С учетом этой замены, а также соотношения

$$F_p^R = F_p(1 - u_p/u_f^D) \quad (8.4)$$

(8.3) можно записать как

$$j_p = u_f^D [(L_0 - z_D) dF_p/dz_D + F_p^R - F_p]. \quad (8.5)$$

Тепловой поток объемной кристаллизации, зависимость которого от времени дается формулой (7.4), очевидным образом связан с j_p и скоростью понижения температуры конвектирующей магмы:

$$J_{U(\text{ок})} = \sum_{p=1}^{P-1} j_p \rho_p \lambda_p - (L_0 - z_D) \bar{c} \bar{\rho} dT/dt, \quad (8.6)$$

где \bar{c} и $\bar{\rho}$ — средние теплоемкость и плотность расплавно-кристаллической смеси. Подставив в (8.6) явный вид $J_{U(\text{ок})}$, согласно (7.4), и j_p , согласно (8.5), получаем дифференциальное соотношение

$$A_U(\sqrt{t} - \sqrt{t^*}) dt/t = \left\{ \sum_{p=1}^{P-1} \rho_p \lambda_p [F_p^R - F_p + (L_0 - z_D) dF_p/dz_D] - (L_0 - z_D) \bar{c} \bar{\rho} dT/dz_D \right\} dz_D, \quad t \geq t^*. \quad (8.7)$$

Левая часть (8.7) зависит только от времени t , а правая только от z_D . Проинтегрировав левую часть в пределах от t^* до t , а правую в пределах от $z_D(t^*) = z_D^*$ до $z_D(t)$, получаем

$$2A_U \sqrt{t^*} [\sqrt{t/t^*} - (1 + \ln \sqrt{t/t^*})] = I(z_D) - I(0), \quad (8.8)$$

где

$$I(z_D) = (L_0 - z_D) \left[\sum_{p=1}^{P-1} \rho_p \lambda_p F_p(z_D) - \bar{c} \bar{\rho} T(z_D) \right] + \int_0^{z_D} \left[\sum_{p=1}^{P-1} \rho_p \lambda_p F_p^R(z_D) - \bar{c} \bar{\rho} T(z_D) \right] dz_D. \quad (8.9)$$

Формулы (8.8) и (8.9) позволяют исходя из найденных методом геохимической термометрии зависимостей $F_p(z_D)$, $F_p^R(z_D)$ и $T(z_D)$ восстановить картину перемещения нижней границы конвекционного слоя, т.е. изменения z_D как функции времени. Но для этого необходимо иметь оценку входящего в правую часть (8.8) параметра t^* . Ее можно получить опи-

раясь на тот факт, что одна из характеристик строения интрузива, а именно мощность верхнего приконтактового слоя $L_{ВПЗ}$, связана с t^* самым непосредственным образом. Учитывая, что выносимое потоком направленной кристаллизации $J_{U(нк)}$ тепло в основном составляет теплоту кристаллизации материала, образующего верхнюю приконтактовую зону, можно записать соотношение

$$\bar{\rho}\bar{\lambda}L_{ВПЗ} \approx \int_0^{t_{\text{конеч}}} J_{U(нк)} dt = 2A_U \sqrt{t^*} (1 + \ln \sqrt{t_{\text{конеч}}/t^*}), \quad (8.10)$$

где $t_{\text{конеч}}$ обозначает момент исчезновения конвекционного слоя и, следовательно, окончания процесса дифференциации магмы. Чтобы определить $t_{\text{конеч}}$ надо записать формулу (8.8) для значений $t = t_{\text{конеч}}$ и $z_D = L_0$:

$$2A_U \sqrt{t^*} [\sqrt{t/t^*} - (1 + \ln \sqrt{t/t^*})] = 2A_U \sqrt{t_{\text{конеч}}} - \bar{\rho}\bar{\lambda}L_{ВПЗ} = I(L_0) - I(0),$$

т.е.

$$t_{\text{конеч}} = \{ [\bar{\rho}\bar{\lambda}L_{ВПЗ} + I(L_0) - I(0)] / 2A_U \}^2. \quad (8.11)$$

Зависимость $z_D(t)$ для интрузива может быть построена следующим образом. Сначала с использованием результатов метода геохимической термометрии рассчитывается зависимость $I(z_D)$ соответственно (8.9), интеграл при этом аппроксимируется по формуле трапеций. Значение $I(L_0)$ подставляется в (8.11) и определяется $t_{\text{конеч}}$. Далее, t^* находится из уравнения (8.10), которое после подстановки $t_{\text{конеч}}$ приводится к виду

$$x = a + b \ln x, \quad (8.12)$$

($x = 1/\sqrt{t^*}$) и легко решается по итерационной схеме. После нахождения t^* соотношение (8.8) для каждого конкретного значения z_D превращается в уравнение вида (8.12), в котором $x = \sqrt{t}$ — итерационное решение этого уравнения, и дает t для каждого значения z_D , т.е. искомую зависимость $z_D(t)$.

Рассчитанные по этой схеме зависимости $z_D(t)$ для Кузьмовского, Вилуйского и Вавуканского интрузивов показаны на рис. 67. На этих же рисунках показаны зависимости $z_D(t)$, рассчитанные путем интегрирования теплового потока через нижнюю границу:

$$\bar{\rho}\bar{\lambda}(z_D - \int_0^{z_D} F_R dz_D) = \int_0^t J_D dt \quad (8.13)$$

при $A_D/A_V = 1; 0,5$ и $(t/1 \text{ год})^{-0,35}$. Сравнение этих кривых позволяет подобрать форму потока через нижнюю границу — соответствующая ему кривая $z_D(t)$ должна совпадать с рассчитанной по (8.8) на малых временах и отклоняться от нее при значении t , на котором происходит отрыв поверхности кумулуса от нижнего фронта кристаллизации (см. рис. 21, в).

Наконец, скорости перемещения оседающих минеральных зерен из данных метода геохимической термометрии могут быть оценены с помощью формулы (8.4):

$$u_p/u_f^D = (F_p^R - F_p^D)/F_p^R. \quad (8.14)$$

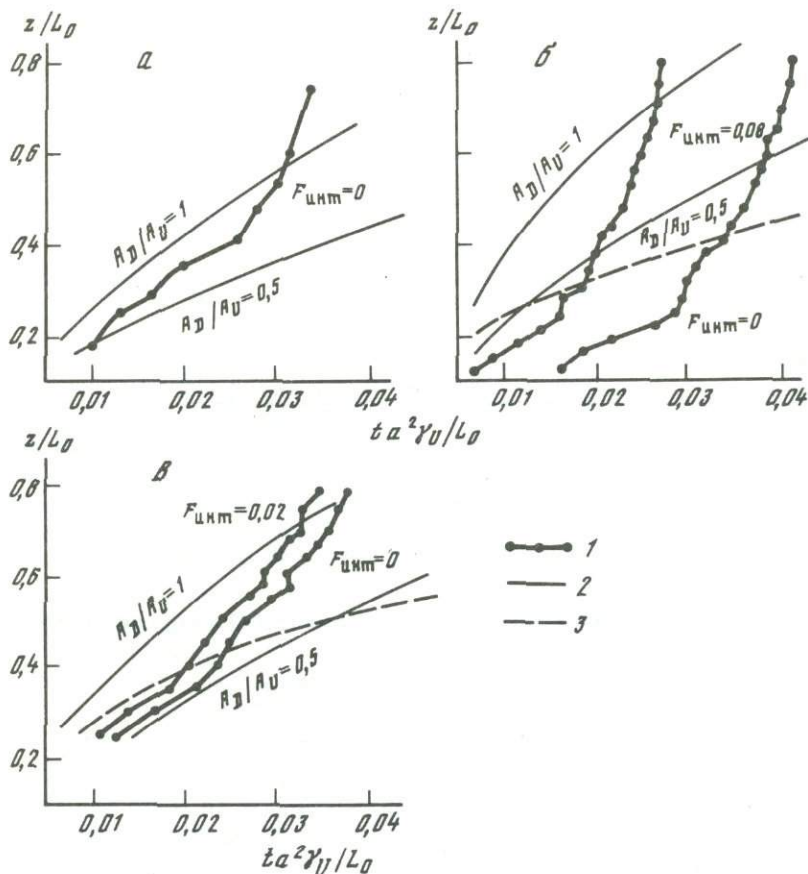


Рис. 67. Зависимости положения нижней границы конвекционного слоя от безразмерного времени для Кузьмовского (а), Вилуйского (б) и Вавуканского (в) интрузивов

1 — расчет по данным геохимической термометрии; расчет по формуле (8.13): 2 — при $A_D/A_U = 1$ и $0,5$; 3 — при $A_D/A_U = (t/1 \text{ год})^{-0,35}$

Результаты расчетов по этой формуле для Кузьмовского, Вилуйского и Вавуканского силлов показаны на рис. 68.

Скорости перемещения нижней границы конвекционного слоя (см. рис. 67) обычно составляют в среднем 5–8 м/год, значит, скорости перемещения зерен темноцветных минералов, согласно данным рис. 68, могут исчисляться десятками метров в год, скорость же оседания плагиоклаза не должна превышать нескольких метров в год. Довольно сильная нерегулярность показанных на рис. 68 зависимостей u_p/u_f^D от z_D отчасти обусловлена незакономерными флуктуациями состава пород, но следует иметь в виду и сильную чувствительность результатов расчета по формуле (8.14) к неточностям определения величин F_p и F_p^R . Обозначим Δ_p ошибку определения концентраций фазы p (поскольку эти концентрации находятся по точке пересечения траекторий плавления, Δ_p примерно одинакова для

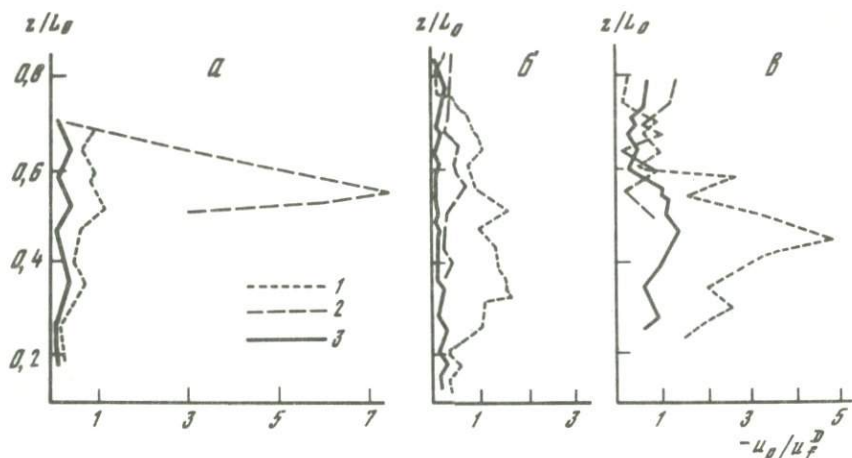


Рис. 68. Отношения скоростей оседания минералов к скорости перемещения нижней границы конвекционного слоя для Кузьмовского (а), Вилуйского (б) и Вавуканского (в) интрузивов

Расчет по данным геохимической термометрии: 1 — Oi , 2 — Aug , 3 — Pl

F_p и F_p^R) и Δ_u — точность расчета u_p/u_f^D . Из (8.14) нетрудно найти связь между Δ_u и Δ_p .

$$\begin{aligned} \Delta_u &= (F_p \pm \Delta_p - F_p^R \mp \Delta_p) / (F_p \pm \Delta_p) - (F_p - F_p^R) / F_p = \\ &= [\mp \Delta_p / (F_p \pm \Delta_p)] u_p / u_f^D. \end{aligned} \quad (8.15)$$

Для быстро оседающих темноцветных минералов, как видно из рис. 57, 66, довольно обычна ситуация, в которой их содержание в конвектирующем расплаве составляет первые проценты. Если положить, что неточность определения F_p по пересечению траекторий плавления также исчисляется целыми процентами, формула (8.15) даст достоверный интервал u_p/u_f^D от -100% до $+\infty$. Этот результат отражает тот факт, что при высокой скорости оседания зерен какого-либо минерала процесс его фракционирования приближается к идеальному, химический результат которого нечувствителен к конкретному значению скорости оседания.

В общем, рассмотренные на рис. 67, 68 результаты решения обратной задачи показывают, что приведенные в гл. 7 модели процессов становления Кузьмовского, Вилуйского и Вавуканского силлов не являются абсолютно оптимальными — некоторая вариация подгоночных параметров моделей, вероятно, позволила бы улучшить их согласование с наблюдаемым строением интрузивов. Более важным здесь представляется другое — из опыта решения обратной задачи видно, что по крайней мере в идеале она решается однозначно, т.е. что для каждого интрузива оптимальной является единственная модель, определяемая единственным набором подгоночных параметров, значения которых не противоречат их физическому смыслу. Неопределенность этих параметров связана только с неточностями расчетов и флуктуациями характеристик строения интрузивов, либо случайными, либо обусловленными действием не учитываемых конвекционно-кумуляционной моделью факторов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существующая ситуация с применением ЭВМ-моделирования геохимических процессов для решения задач петрологии магматизма, как впрочем и с применением этого метода в других областях петрологии, довольно парадоксальна. Быстродействующая вычислительная техника стала доступной широким кругам исследователей несколько десятилетий назад. Но несмотря на то что перспективность и необходимость развития методов математического моделирования геохимических процессов была очевидна и в докомпьютерные времена, за прошедшие десятилетия эта техника отнюдь не стала обычным инструментом петрологических исследований. Поэтому резюмируя основные результаты данной работы, мы постараемся подчеркнуть те методические и методологические моменты, недостаточная проясненность которых, как нам кажется, принадлежит к числу факторов, затрудняющих реализацию петрологического потенциала техники математического моделирования с использованием ЭВМ.

Первый, и возможно наиболее существенный, из таких моментов связан с соотношениями между термодинамической и динамической частями задачи моделирования геохимического процесса. Начиная с классических работ Боуэна и до наших дней, теоретической базой для осмысления петрогенеза магматических пород остается главным образом чисто термодинамическая информация о равновесиях минералы–расплав. Определяемое этими равновесиями различие составов расплава и появляющихся в процессе его затвердевания фаз, несомненно, является главной предпосылкой возможности формирования пространственной неоднородности закристаллизовавшегося расплава. Но переход от локальной неоднородности в масштабе, сопоставимом с размером отдельного минерального зерна, к расслоенности в масштабе геологического тела связан с пространственным перераспределением вещества, поэтому применение сведений экспериментальной минералогии о законах магматогенных фазовых равновесий возможно только в рамках какой-либо динамической модели, учитывающей законы транспорта вещества и энергии. Одна из таких моделей – модель идеальной фракционной кристаллизации – в магматической петрологии стала почти неизбежным спутником концепции кристаллизационной дифференциации и, несомненно, доказала свою плодотворность (см., напр.: [49, 84, 101, 156]). Однако недостаток внимания к физическому обоснованию этой модели привел к излишней абсолютизации ее простейшей формулировки, согласно которой следующие в разрезе интрузива от подошвы к кровле породы по своему минеральному составу обязаны строго

воспроизводить последовательность появляющихся на ликвидусе при понижении температуры магмы минеральных ассоциаций. То же самое можно сказать и о моделях селективного или стадийного частичного плавления, родственных моделям фракционной кристаллизации, когда речь идет о проблемах магмообразования. Похоже, что в сознании некоторых исследователей примитивные формулировки динамической модели фракционирования слились с термодинамической основой петрологии — нарушения вытекающих из них закономерностей, даже если они локальны и мелкомасштабны, дают повод говорить о кризисе, устарелости, необходимости пересмотра самой концепции кристаллизационной дифференциации (см., напр: [63]).

Показательным в этом плане представляется обоснование конвекционно-кумуляционной модели, проведенное в гл. 3. Едва ли не главным результатом проведенного в этой главе анализа является выяснение смысла предельного перехода, т.е. идеализации реальной ситуации, которая приводит к модели фракционной кристаллизации. Это дает возможность уяснения пространственного масштаба тех вариаций состава пород, объяснение которых искать в рамках конвекционно-кумуляционной модели бессмысленно. Рис. 15 показывает, что этот масштаб определяется длительностью единичного цикла общей конвекции и мощностью сформировавшегося за время такого цикла в нижней части камеры слоя кумулятивных пород. Более того, анализ гл. 3 указывает и направление дальнейшего совершенствования конвекционно-кумуляционной модели. Это, во-первых, анализ и учет сопряженных реакций плавления-кристаллизации и обмена в головных частях конвекционных потоков, которые должны отражаться в таких особенностях строения интрузива, как мелкомасштабная (см. рис. 15) слоенность. Второе направление совершенствования модели связано с более внимательным отношением к гидродинамической части, т.е. к структуре конвективных течений магмы, вызванных как переносом тепла (тепловая конвекция), так и химической дифференциацией (концентрационная конвекция). В последние годы этот фактор привлек внимание исследователей [195, 215], в очень многих работах делаются попытки петрологического применения эффектов взаимодействия тепловой и концентрационной конвекций, возникающих в двойных диффузионных ($D-D$) системах. К сказанному по этому поводу в гл. 3, кажется, не лишним добавить следующее. Перемещение в объеме жидкости образующихся из нее твердых фаз генерирует химические неоднородности значительно более эффективно, чем избирательная диффузия компонентов этой жидкости к ее границам. Возникающие в таких системах эффекты следовало бы называть кондуктивно-седиментационными или, как это сделано выше, эффектами взаимодействия общей конвекции и фазовой конвекции. Теория таких систем, несомненно, нашла бы в петрологии широкое применение, но, к сожалению, в настоящее время она развита совершенно недостаточно, так же как и гидродинамическая теория конвективной устойчивости и конвекции в многофазных средах.

Первые попытки физически последовательного анализа тепловой истории пластовых интрузивов были предприняты Егером [181] и развиты в направлении подхода к рассмотрению процессов дифференциации магм на фоне термики интрузивов в работах В.Н. Шарипова с соавт. [116, 117 и 200

др.], а также в некоторых менее систематичных построениях ряда авторов [126, 153, 158, 177]. Однако ориентированность этих работ на применение только аналитического аппарата решения уравнений в частных производных к анализу переноса тепла и вещества заранее ограничила возможность доведения модельных построений до уровня ясной петрогенетической концепции, порождающей методiku работы с фактическим материалом.

Насколько нам известно, обсужденные в гл. 4 настоящей работы модели дают первый и до сих пор единственный (хотя материал этой главы был опубликован в 1977–1979 гг. [46, 112, 113]) пример попытки последовательного учета эффектов взаимодействия термодинамических и динамических факторов магматического процесса, т.е. решения уравнений переноса тепла и вещества и задачи равновесия совместно. В отношении формуловки этих моделей следует подчеркнуть еще один момент методологического характера, вызывающий иногда недоразумения. Методы вычислительной математики и ЭВМ-моделирования изначально разрабатываются для решения проблем прикладных задач, связанных с конструированием механизмов, проектированием сооружений, управлением и т.д. Обширный опыт прикладного применения ЭВМ-моделирования создает впечатление полной очевидности того, что, вообще, задача моделирования геохимического процесса сводится к количественно точному воспроизведению строения или поведения во времени какого-либо реального объекта. В действительности это не так, для академической науки вообще не характерна постановка задач такого рода.

Ряд причин делают невозможным, несмотря на всю мощь современной вычислительной техники, не только точное решение задачи прослеживания термики и дифференциации какого-либо реального интрузива, но даже и ее математически корректную постановку. Слишком много неопределенностей имеет место в начальных, краевых и внешних условиях существования этих систем. Реально ни для одного интрузива мы не можем задать точной формы магматической камеры, ее точной ориентировки в поле тяготения, до наивности идеализированными выглядят условия мгновенного заполнения камеры изначально однородным расплавом и отсутствия латеральных перемещений магмы за счет дополнительных внедрений или деформаций камеры и т.д. Немало трудностей связано и с заданием термодинамических и кинетических параметров вещества — экспериментальная информация по ним еще далеко не полна, наконец, как отмечалось в гл. 7, даже если сформулировать полную систему уравнений переноса и химической кинетики, она окажется нерешаемой за разумное время работы самой мощной из существующих ЭВМ. По этим причинам при построении ЭВМ-моделей геохимических систем приходится идти на сильные упрощения их математического описания, делающие проблематичной возможность количественного соотнесения моделей с конкретными объектами.

Смысл работы с такими моделями заключается в том, что, если при упрощении законов эволюции геохимической системы не потерян какой-либо качественный эффект, эти модели остаются логичными и сами становятся интересными объектами исследования. В частности, можно считать, что рассмотренные в гл. 4 модели представляют собой специфический тип интрузивов, законы процессов становления которых в чем-то (не так уже сильно) отличаются от законов становления реальных объек-

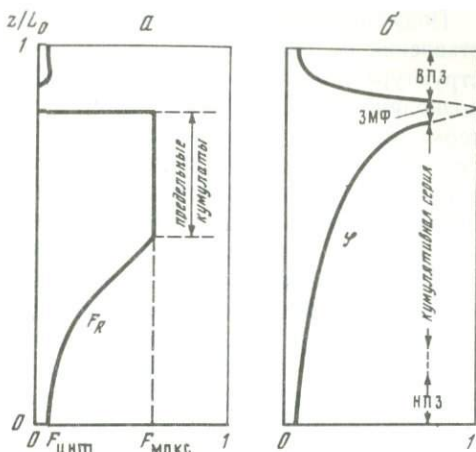
тов. Это отличие является обычно как недостатком, так и достоинством моделей, поскольку упрощенный характер законов эволюции помогает распутать картину взаимодействия различных факторов процесса. Бесспорным преимуществом моделей как объектов исследования перед реальными геологическими объектами является их, так сказать, полная "прозрачность" — любая тепловая, химическая, структурная характеристика модели в любой момент времени по ходу моделирования может быть точно рассчитана и выведена на печать или графопостроитель. Конечно, это не означает, что модели могут заменить собой реальные геологические тела как объекты исследования, но совершенно очевидным представляется ответ на вопрос, что полезней для решения проблемы происхождения расчлененности интрузивов данного типа — изучить еще несколько реальных объектов (при условии наличия многолетнего опыта такой работы) или группу модельных интрузивов?

Принципиальным преимуществом ЭВМ-моделей как объектов исследования перед реальными объектами является и предоставляемая ими возможность экспериментирования — вариации различных параметров и прослеживания реакции моделей на эти вариации. Причем особую ценность имеет отличающая ЭВМ-модели от техники лабораторного моделирования возможность при экспериментировании нарушения физических законов. Пример такого экспериментирования дает рассмотренная в гл. 4 седиментационная модель. На рис. 23, *a* хорошо видно, что на первых стадиях эволюции этих моделей в камере создается неустойчивое по отношению к общей конвекции распределение плотности. В лабораторной модели предотвращение такой конвекции было бы технически почти невозможным. В математической модели, наоборот, труднее учесть эту конвекцию, чем ее запретить. Запрет же общей конвекции в данном случае позволил в очень яркой, утрированной форме увидеть те химические эффекты, которые происходят в головной части погружающегося конвективного потока.

В качестве главной задачи исследования моделей и экспериментирования с ними следует рассматривать не столько построение копии реального объекта, сколько выяснение возможных режимов течения геохимического процесса и главных характеристик пространственно-временной структуры, возникающей благодаря взаимодействию динамических и термодинамических факторов и лежащей в основе строения объекта. С этой точки зрения основной результат настоящей работы может быть представлен показанной на рис. 69 картиной распределения по разрезу интрузива двух параметров — содержания в породах перемещенных (кумулятивных) минеральных фаз и степени фракционирования вошедшего в состав пород расплава. Эти кривые дают самое общее представление о пространственно-временной структуре, характерной для конвекционно-кумуляционной модели, которая, в свою очередь, является логическим завершением концепции фракционной кристаллизации. Показанные на рис. 69 вариации F_R и φ по разрезу отражают их изменение с течением времени и динамику продвижения границ конвекционного слоя (см. рис. 21, *в*), связанную со скоростью теплоотвода от последнего. В начальный момент (прямой контакт горячей магмы с холодными вмещающими породами) скорость остывания высока, взвешенных зерен в расплаве мало или нет вовсе, грани-

Рис. 69. Схема основных характеристик, определяющих геохимическую структуру пластового интрузива в рамках конвекционно-кумуляционной модели

a — суммарное содержание в породах кумулятивных (перемещенных) минеральных фаз F_R ; b — степень фракционирования расплава φ в момент формирования породы на данном уровне



цы камеры просто движутся навстречу в закалочном режиме. Поэтому и F_R и φ у обеих границ стремятся к 0. По мере прогрева вмещающей среды теплопровод замедляется, увеличивается мощность зоны кристаллизации, в расплаве появляется взвешенная фаза (за счет замедления продвижения верхнего фронта). Поэтому по мере удаления от обоих контактов (см. рис. 69) и F_R и φ увеличиваются. С дальнейшим замедлением теплопровода верхний фронт перестает захватывать взвешенные в расплаве кристаллы и практически останавливается; внизу, наоборот, количество захваченной фазы увеличивается. Когда количество накапливающихся зерен достигает предела плотной упаковки случайно ориентированных кристаллов ($F_{\text{макс}}$), в нижней части камеры начинается формирование кумулятивной серии, т.е. той части разреза на рис. 69, в которой $F_R = F_{\text{макс}}$ остается постоянной. При смыкании поверхности кумулула с верхним фронтом процесс пространственной дифференциации, согласно модели, считается прекратившимся. Степень фракционирования по ходу становления интрузива монотонно возрастает, ее поведение в разрезе (см. рис. 69) отражает в основном динамику перемещения границ конвектирующего слоя.

Сформировавшиеся таким образом распределения параметров F_R и φ объясняют все основные особенности поведения химического состава пород в разрезах пластовых интрузивов. В пределах кумулятивной серии и верхнего приконтактового слоя доминирующим фактором в тенденции дифференциации является поведение φ — с ее повышением в расплаве накапливаются понижающие температуру кристаллизации компоненты и некогерентные примесные элементы, в кумулятивной (захваченной) части происходит смена минеральных ассоциаций в порядке избыточный минерал-котектическая ассоциация—эвтектическая ассоциация. Смены ассоциаций в разрезе отмечаются максимумами содержаний в породах появляющихся на ликвидусе минералов и захватываемых этими минералами примесных элементов. В нижнем приконтактовом слое химическая дифференциация в основном определяется вариацией F_R (при слабом повышении φ — увеличение по мере удаления от контакта содержания продуктов кристаллизации).

Полученное из опыта работы с примитивными моделями четкое представление об отвечающей трапшовым силам пространственно-временной структуре или о геохимической структуре пластового интрузива [105] позволило, как показывает материал гл. 5 и 7, при более детальном учете термодинамики фазовых равновесий и использовании техники оптимизационного подбора подгоночных параметров приблизиться к количественному согласованию строения модельных и реальных интрузивов по всем наблюдаемым петрохимическим признакам. Это, конечно, указывает направление развития техники ЭВМ-моделирования, пригодной для прикладного применения — предсказания строения реальных объектов исходя из ограниченного количества данных. Но главное значение этих моделей состоит в том, что они являются весомыми аргументами в пользу реалистичности концепции кристаллизационной дифференциации и правильности основных положений конвекционно-кумуляционной модели. Возможность комплексной, учитывающей одновременно все петрохимические признаки, интерпретации происхождения расслоенности реальных объектов является свойством конвекционно-кумуляционной модели, которое кажется уместным подчеркнуть, — ни одна из альтернативных петрогенетических концепций, насколько нам известно, до этого уровня не доведена. К немаловажным характеристикам этой модели относится также то, что из нее естественным образом (см. гл. 8) вытекает методика работы с полевым материалом — методика восстановления условий образования пород расслоенных интрузивов, названная выше методом геохимической термометрии.

Выполненное исследование моделей и опыт модельного воспроизводства основных закономерностей строения долеритовых силлов показали, что из альтернативных моделей динамики кристаллизационной дифференциации — направленная кристаллизация с диффузионным перераспределением компонентов, направленная кристаллизация с диффузионным разделением компонентов на фронте затвердевания и конвективным перемешиванием фракционирующего расплава, кристаллизационная дифференциация, обусловленная седиментацией появляющихся у кровли кристаллов и, наконец, конвекционно-кумуляционная модель — уже сегодня может быть сделан обоснованный выбор.

С точки зрения связанных с магматизмом прикладных и научных проблем трапшовые интрузивы — объект, далеко не самый интересный. Они, как было отмечено во введении, удобны для выработки методических подходов к применению техники ЭВМ-моделирования в магматической петрологии. Поэтому наиболее актуальное направление дальнейших работ в области динамического моделирования кристаллизационной дифференциации очевидно — это переход к моделированию процессов становления крупных расслоенных комплексов изверженных пород. Наконец, нельзя не отметить настоятельную необходимость развития методов моделирования реакционных и транспортных процессов, происходящих на масштабном уровне минеральных зерен, т.е. методов моделирования процессов зарождения, роста кристаллов и формирования петрографических структур пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я. ЭВМ-моделирование кристаллизации базальтовых расплавов в условиях заданной фугитивности кислорода // Геохимия. 1986. № 11. С. 1614–1628.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я. Влияние фугитивности кислорода на направленность фракционирования базальтовых расплавов // XII семинар по геохимии магматических пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1986. С. 4–5.
3. Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. ЭВМ-моделирование фракционной кристаллизации толеитовых магм при низком давлении // Геохимия. 1987. № 9. С. 1240–1259.
4. Арискин А.А., Френкель М.Я. Моделирование фракционной кристаллизации основных силикатных расплавов на ЭВМ // Там же. 1982. № 3. С. 338–356.
5. Арутюнян Л.А., Саргсян Г.О. Распределение Ni, Co и Mn между фазами в системах Mg_2SiO_4 – $NaAlSi_3O_8$ и Mg_2SiO_4 – $CaMgSi_2O_6$ – $NaAlSi_3O_8$ – $CaAl_2Si_2O_8$ (по экспериментальным данным) // Там же. № 7. С. 971–983.
6. Бабанский А.Д., Рябчиков И.Д., Богатиков О.А. Эволюция щелочноземельных магм. М.: Наука, 1983. 96 с.
7. Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. Кристаллизационное перераспределение элементов-примесей в пластовых интрузивах // Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 45–55.
8. Бармина Г.С., Ярошевский А.А., Шевалеевский И.Д. Распределение Si, Mg, Fe, Mn, Ca и Sr между кристаллами оливина и перидотитовым расплавом (по экспериментальным данным) // Геохимия. 1974. № 5. С. 773–789.
9. Борисов А.А., Кадик А.А., Жаркова Е.В., Клиниченко Н.Б. Влияние летучести кислорода на соотношение разновалентных форм ванадия в магматических расплавах // Там же. 1986. № 7. С. 915–920.
10. Борисов А.А., Кадик А.А., Жаркова Е.В. и др. Влияние летучести кислорода и давления на соотношение Cr^{3+}/Cr^{2+} в расплаве состава альбит–анортит–диопсид // Там же. 1985. № 4. С. 500–506.
11. Боуэн Н.Л. Эволюция изверженных пород. М.; Л.: Новосибирск: ОНТИ, 1934. 324 с.
12. Буссен И.В., Сахаров А.С. Первичная расслоенность интрузивных массивов как проявление магматической дифференциации // Магматические образования Кольского полуострова. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 14–26.
13. Виноградов А.П., Ярошевский А.А. О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли // Геохимия. 1965. № 7. С. 779–790.
14. Владимиров Б.М. Петрография Падунского и Маргудольского трапозовых интрузивов // Тр. Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, Иркутск, 1962. Вып. 10. С. 3–151.
15. Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. Новосибирск: Наука, 1979. 166 с.
16. Волохов И.М., Иванов В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый массив // Геология и геофизика. 1961. № 11. С. 74–85.
17. Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 2. 456 с.
18. Геохимия элементов группы железа в эндогенном процессе. / О.М. Глазунов, А.С. Механюшин, М.Н. Захаров и др. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
19. Глендорф П., Пригожин И. Термодинамическая теория структуры, ус-

тойчивости и флуктуаций. М.: Мир, 1973. 280 с.

20. *Годлевский М.Н.* Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 66 с.

21. *Груза В.В.* Методологические проблемы геологии. Л.: Недра, 1977. 181 с.

22. *Гурулев С.А.* К генезису расчлененных основных интрузивных комплексов типа Бушвельдского // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 8. С. 19–31.

23. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М.* Условия формирования первичного расплава океанских толеитов и вариации его состава // Геохимия. 1979. № 2. С. 163–178.

24. *Дмитриев Л.В., Соболев А.В., Суцеская Н.М.* и др. Эволюция толеитового магматизма рифтовых зон Мирового океана // 27-я МГК. Геология Мирового океана. М.: Наука, 1984. Т. 6, № 1. С. 147–154.

25. *Дмитриев Ю.И.* О некоторых закономерностях кристаллизации траппов различной основности // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 8. С. 16–34.

26. *Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Аришкин А.А.* Моделирование расчлененности рудоносного Талнахского интрузива как метод исследования механизма его формирования // I Всесоюз. симпозиум по термодинамике в геологии: Тез. докл. Черноголовка: ИЭМ АН СССР, 1985. Т. 1. С. 228–229.

27. *Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Количественная модель формирования расчлененности Талнахского интрузива (Норильский район) // II Всесоюз. совещ. по генетическим моделям эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Новосибирск: Наука, 1985. Т. 1. С. 81–82.

28. *Заварицкий А.Н.* Изверженные горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 480 с.

29. *Зельдович Я.Б., Мышкис А.Д.* Элементы математической физики. М.: Наука, 1973. 352 с.

30. *Зенько Т.Е.* Механизм формирования норильских расчлененных рудоносных интрузивов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 11. С. 21–39.

31. *Золотухин В.В., Васильев Ю.Р.* Особенности формирования некоторых трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы. М.: Наука, 1967. 230 с.

32. *Золотухин В.В., Щедрин Н.Ф.* Дифференцированные интрузии Имангдин-

ского рудного узла. Новосибирск: Наука, 1977. 135 с.

33. *Ирвин Т.Н.* Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 241–300.

34. *Йодер Г.С. (мл.), Тилли К.Э.* Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.

35. *Кадик А.А., Биггар Г.М., Лукашин О.А., Дмитриев Л.В.* Экспериментальное исследование кристаллизации толеитов Атлантики в условиях заданной летучести кислорода // Геохимия. 1982. № 10. С. 1390–1414.

36. *Кадик А.А., Хитаров Н.И.* Возможные пределы некоторых видов массообмена в магмах // Там же. 1966. № 9. С. 1019–1034.

37. *Каменева Е.Е., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С., Кононова Н.Н.* Эволюция состава и зональности клинопроксена по разрезу Вавуканского дифференцированного силла долеритов (верхнее течение Вилюя) // X Всесоюз. семинар по геохимии магм. пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1984. С. 82–84.

38. *Карпов И.К.* Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 248 с.

39. Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы: Масштаб 1:1 500 000 / Гл. ред. Н.С. Малич. М.: М-во геологии СССР, 1974.

40. *Киреев Б.С., Коптев-Дворников Е.В.* Закономерности внутреннего строения интрузивных траппов верховьев реки Вилюя // IX Всесоюз. семинар по геохимии магм. пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 67–68.

41. *Киреев Б.С., Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А.* Геохимическая структура Кузьмовского долеритового силла трапповой формации (нижнее течение реки Подкаменная Тунгуска) // Геохимия. 1986. № 6. С. 796–809.

42. *Коптев-Дворников Е.В.* Свойства динамической модели кристаллизационной дифференциации и закономерности строения долеритовых силлов трапповой формации: Дис. ...канд. геол.-минерал. наук. М., 1982. 239 с.

43. *Коптев-Дворников Е.В., Бармина Г.С., Френкель М.Я., Ярошевский А.А.* Геологическое строение дифференциро-

ванного траппового интрузива Вельминского порога (р. Подкаменная Тунгуска) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1976. № 4. С. 50–56.

44. *Коптев-Дворников Е.В., Каменева Е.Е., Киреев Б.С., Кононкова Н.Н.* Зональность клинопироксена в долеритах как признак его кумулятивной природы // IX Всесоюз. семинар по геохимии магм. пород: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1983. С. 73–74.

45. *Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Седиментационно-конвективная модель динамики кристаллизационной дифференциации как инструмент исследования интрузивных траппов // IV Всесоюз. симпозиум по кинетике и динамике геохим. процессов: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1983. С. 104–105.

46. *Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А., Френкель М.Я.* Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Оценка реальности седиментационной модели // Геохимия. 1979. № 4. С. 488–508.

47. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

48. *Корнаков Ю.Н., Нестеренко Г.В., Смирнова Н.П.* Петрография Кайерканской интрузии траппов и особенности распределения в ней некоторых элементов-примесей // Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М.: Наука, 1965. С. 165–180.

49. *Кравченко С.М.* Фракционирование малых элементов при дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1977. 218 с.

50. *Кубо Р.* Термодинамика. М.: Мир, 1970. 304 с.

51. *Куделина М.Б.* Кристаллизационная дифференциация – механизм становления рудоносного Талнахского интрузива. М., 1979. 10 с. Деп. в ВИНТИ 21.08.79, № 3132.

52. *Куцуро И.* Фракционная кристаллизация базальтовой магмы // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 172–202.

53. *Лапин И.В., Луканин О.А., Кадик А.А.* Влияние окислительно-восстановительного режима на кристаллизацию и дифференциацию базальтов Исландии в приповерхностных условиях // Геохимия. 1985. № 6. С. 747–760.

54. *Лебедев А.П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бас-

сейна // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Петрогр. сер. 1955. Вып. 161. С. 1–199.

55. *Лебедев А.П.* О типах дифференциации в траппах Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 2. С. 55–74.

56. *Лебедев А.П.* Дифференцированные трапповые интрузии Виллюйских гор // Вопросы магматизма Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 4–108. (Тр. ИГЕМ; Вып. 29).

57. *Лебедев А.П.* Трапповая формация низовьев бассейна р. Подкаменной Тунгуски // Петрография Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Т. 1. С. 71–117.

58. *Левинсон-Лессинг Ф.Ю.* Об основных проблемах петрогенеза // Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 1. С. 313–331.

59. Магматические горные породы / Е.Д. Андреева, В.А. Баскина, О.А. Богатиков и др. М.: Наука, 1983. Т. 1. С. 144–145.

60. Магматические горные породы / Е.Д. Андреева, О.А. Богатиков, А.М. Борсук и др. М.: Наука, 1985. Т. 3. С. 52–57.

61. *Мак-Берни А.Р.* Андезитовый и риолитовый вулканизм складчатых областей // Земная кора и верхняя мантия / Под ред. П. Харта. М.: Мир, 1972. С. 441–448.

62. *Маракушев А.А.* Проблема генезиса расслоенных интрузивов // Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М.: Наука, 1979. С. 5–29.

63. *Маракушев А.А.* Предисловие // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 7–10.

64. *Маракушев А.А.* Ликвационная природа андезитовых вулканических серий // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 8. С. 25–37.

65. *Маракушев А.А., Емельяненко П.Ф., Феноменов А.Н.* Вопросы генезиса медно-никелевого оруденения в расслоенных интрузивах базит-гипербазитового состава // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 213–226.

66. *Маракушев А.А., Феноменов А.И., Емельяненко П.Ф.* и др. Генезис расслоенных интрузивов норильского типа // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. 1982. № 1. С. 3–19.

67. *Масайтис В.Л.* Петрология Аламджакской трапповой интрузии (бассейн

р. Вилюя) // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1958. Вып. 22. 135 с.

68. *Масайтис В.Л.* Проблемы траппового магматизма Сибирской платформы // Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.; Наука, 1969. Т. 1. С. 247–256.

69. Минералогия траппов юга Сибирской платформы / Г.Д. Феоктистов, З.Ф. Ушаповская, Е.К. Васильев и др. Новосибирск: Наука, 1975. 86 с.

70. *Мюллер Р., Саксена С.* Химическая петрология. М.: Мир, 1980. 516 с.

71. *Наторхин И.А., Архипова А.И., Батушев Б.Н.* Петрология Талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.

72. *Наутов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л.* Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

73. *Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И.* Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука, 1973. 199 с.

74. *Нестеренко Г.В., Корняков Ю.Н., Авшова Н.С.* Дифференцированная интрузия траппов среднего течения р. Вилюя // Геология и геофизика. 1965. № 7. С. 43–51.

75. *Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В.* Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М.: ГОНТИ, 1961. 339 с.

76. *Олейников Б.В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979. 264 с.

77. *Олейников Б.В., Саввинов В.Т., Погудина М.А.* Основные типы трапповых интрузивов среднепалеозойской и верхнепалеозойской-нижнемезозойской трапповых формаций зоны сочленения Тунгусской и Вилюйской синеклиз // Геология и геохимия базитов восточной части Сибирской платформы. М.: Наука, 1973. С. 4–75.

78. *Павлов Н.В.* Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 224 с. (Тр. ИГЕМ; Вып. 52).

79. *Персигов Е.С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.

80. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии / В.В. Золотухин, В.В. Рябов, Ю.Р. Васильев, В.А. Шатков. Новосибирск: Наука, 1975. 432 с.

81. Петрология трапповых интрузий правобережья нижнего течения Енисея/

А.М. Виленский, Г.И. Кавардин, Л.И. Кравцова, Г.Н. Старицына. М.: Наука, 1964. 235 с.

82. *Полканов А.А.* Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация // Вопросы петрографии и минералогии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. 1. С. 27–39.

83. *Половинкина Ю.И.* Структура и текстура изверженных и метаморфических горных пород. М.: Недра, 1966. Ч. 2, т. 1. 423 с.

84. *Поляков А.И., Муравьева Н.С.* Дифференцированные риолит-базальтовые серии Исландии и происхождение кислых эффузивов: Модель фракционной кристаллизации // Геохимия. 1981. № 9. С. 1362–1379.

85. Происхождение вулканических серий островных дуг / Т.И. Фролова, И.А. Бурикова, А.В. Гуцин и др. М.: Недра, 1985. 275 с.

86. *Ревердатто В.В.* Петрология Анакитского дифференцированного траппового массива и его структура // Геология и геофизика. 1963. № 10. С. 79–92.

87. *Ревердатто В.В.* Проявление высокотемпературного контактового метаморфизма известняков в бассейне р. Подкаменной Тунгуски // Докл. АН СССР. 1964. Т. 155, № 1. С. 104–107.

88. *Ревердатто В.В., Аношин Г.Н., Василенко В.Б.* и др. Поведение золота и серебра при дифференциации трапповой (толеит-базальтовой) магмы // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 176–186.

89. *Самойлович Ю.А.* О возможности кристаллизации магматических тел в режиме автоколебаний // Геохимия. 1979. № 6. С. 821–828.

90. *Слодкевич В.В.* Внутреннее строение и таксонометрические единицы расслоенных плутонов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Ч. 108, вып. 1. С. 81–93.

91. *Соболев А.В., Цамерян О.П., Закариадзе Г.С., Щербовский А.Я.* Составы и условия кристаллизации расплавов вулканогенного комплекса офиолитов Малого Кавказа по данным изучения расплавных включений // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 2. С. 464–468.

92. *Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1936. 224 с.

93. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 544 с.
94. Тихонов А.Н., Самарский А.А. Уравнение математической физики. М.: Наука, 1966. 724 с.
95. Туганова Е.В. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне р. Холомола // Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. 1959. Вып. 24. С. 114–125.
96. Туганова Е.В. Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района // Там же. 1960. Вып. 31. С. 57–95.
97. Тэйлор С. Геохимия андезитов // Распространенность элементов в земной коре / Под ред. Л. Аренса. М.: Мир, 1972. С. 16–39.
98. Уилкокс Р.Е. Путь кристаллизации расплава и вариационные диаграммы // Эволюция изверженных пород. М.: Мир, 1983. С. 203–228.
99. Урусов В.С., Кравчук И.Ф. Энергетический анализ и расчеты коэффициентов распределения изовалентных и изоморфных примесей при кристаллизации расплавов // Геохимия. 1976. № 8. С. 1204–1223.
100. Урусов В.С., Кравчук И.Ф. Эффект улавливания микропримеси дефектами кристаллической решетки и его геохимическое значение // Там же. 1978. № 7. С. 963–978.
101. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
102. Феоктистов Г.Д. Типы трапповых интрузий южной части Сибирской платформы // Петрография Восточной Сибири. М.: Наука, 1965. Т.3. С. 113–167.
103. Феоктистов Г.Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск: Наука, 1978. 168 с.
104. Френкель М.Я. Формулировка и алгоритм решения на ЭВМ системы уравнений переноса тепла и вещества в процессе становления пластового интрузива // Геохимия. 1978. № 4. С. 547–559.
105. Френкель М.Я. Геохимическая структура пластового интрузива // Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 19–30.
106. Френкель М.Я. Фазовая конвекция и химическая дифференциация расплавно-кристаллических смесей: Формулировка уравнений эволюции и анализ поведения системы с простейшими фазовыми взаимоотношениями // Геохимия. 1985. № 11. С. 1588–1601.
107. Френкель М.Я., Арискин А.А. Алгоритм решения на ЭВМ задачи равновесия для кристаллизующегося базальтового расплава // Там же. 1984. № 5. С. 679–690.
108. Френкель М.Я., Арискин А.А. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтовых расплавов с помощью ЭВМ // Там же. № 10. С. 1419–1431.
109. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С. и др. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Там же. 1987. № 11. С. 1546–1562.
110. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Диффузионный механизм переноса тепла и вещества // Геохимия. 1976. № 8. С. 1197–1203.
111. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Конвекция и условия примерзания // Там же. № 11. С. 1624–1632.
112. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава: Математическое моделирование термики и дифференциации пластового интрузива с учетом оседания твердых фаз // Там же. 1978. № 5. С. 643–668.
113. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В. Математическое моделирование процесса кристаллизации слоя магматического расплава // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977. С. 197–202.
114. Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В. и др. Кристаллизационный механизм формирования расслоенности пластовых интрузивов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1985. Ч. 114, вып. 3. С. 257–274.
115. Хэтч Ф., Узлс А., Узлс М. Петрология магматических пород. М.: Мир, 1975. 512 с.
116. Шарпов В.Н., Исаенко Л.И. Динамика дифференциации базитовой магмы в камере // Проблемы дифференциации вещества в магматических и

- рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1977. С. 34–54.
117. *Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.* Динамика дифференциации магм. Новосибирск: Наука, 1986. 190 с.
118. *Шарков Е.В.* Петрология слоенных интрузий. Л.: Наука, 1980. 181 с.
119. *Юдаев Б.Н.* Теплопередача. М.: Вышш. шк., 1973. 340 с.
120. *Юдина В.В.* Трапши и аподолеритовые метасоматиты р. Большой Боутоби. М.: Наука, 1965. 137 с.
121. *Ярошевский А.А.* О происхождении ритмических структур изверженных горных пород // *Геохимия*. 1970. № 5. С. 562–574.
122. *Ярошевский А.А.* О дифференциации магматического расплава в гравитационном поле // *Проблемы глубинного магматизма*. М.: Наука, 1979. С. 12–22.
123. *Akella J., Williams R.J., Mullins O.* Solubility of Cr, Ti, and Al in coexisting olivine, spinel, and liquid at 1 atm. // *Proc. VII Lunar. Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1976. Vol. 2. P. 1179–1194.
124. *Arndt N.T.* Partitioning of nickel between olivine and ultrabasic and basic komatiite liquids // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1977. Vol. 41, N 3. P. 553–557.
125. *Arth J.G.* Behavior of trace elements during magmatic processes. A summary of theoretical models and their applications // *J. Res. US Geol. Surv.* 1976. Vol. 4, N 1. P. 41–47.
126. *Bartlett R.W.* Magma convection, temperature distribution and differentiation // *Amer. J. Sci.* 1969. Vol. 267, N 3. P. 1067–1082.
127. *Bender J.F., Hodges F.N., Benice A.E.* Petrogenesis of basalts from the project FAMOUS area: experimental study from 0 and 15 kbar // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 41, N 3. P. 277–302.
128. *Biggar G.M.* Phase equilibrium studies of the chilled margins of some layered intrusions // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1974. Vol. 46, N 2. P. 159–167.
129. *Biggar G.M., O'Hara M.J., Pekkett A., Humphries D.J.* Lunar lavas and the achondrites: petrogenesis of protohypersthene basalts in the maria lava lakes // *Proc. II Lunar Sci. Conf. Cambridge*; L.: MIT press, 1971. Vol. 1. P. 617–643.
130. *Bird M.L.* Distribution of trace elements in olivines and pyroxenes – an experimental study: Ph.D. Thesis. Rolla: Univ. Missouri, 1971. 249 p.
131. *Bottinga Y., Weill D.F.* Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components // *Amer. J. Sci.* 1970. Vol. 269, N 2. P. 169–182.
132. *Bottinga Y., Weill D.F.* The viscosity of magmatic silicate liquids: a model for calculation // *Amer. J. Sci.* 1972. Vol. 272, N 5. P. 438–475.
133. *Bradley R.S.* Thermodynamic calculations of phase equilibria involving fused salt. Pt II. Solid solutions and application to the olivines // *Ibid.* 1962. Vol. 260, N 7. P. 550–554.
134. *Campbell I.H.* Some problems with the cumulus theory // *Lithos*. 1978. Vol. 11, N 4. P. 311–323.
135. *Carmichael I.S.E.* The petrology of Thingmuli, a tertiary volcano in eastern Iceland // *J. Petrol.* 1964. Vol. 5, pt 3. P. 435–460.
136. *Chen C.F., Turner J.S.* Crystallization in d-d system // *J. Geophys. Res.* 1980. Vol. 85. P. 2573–2583.
137. *Cherepanov A.N., Sharapov V.N., Aprosimoва N.T.* The dynamics of magma crystallization in intrusive processes // *Mod. Geol.* 1986. Vol. 10, N 1. P. 51–54.
138. *Daly R.A.* Igneous rocks and the depths of the earth. N.Y.; L.: McGraw-Hill, 1933. 598 p.
139. *Donaldson C.H., Usselman T.M., Williams R.J., Lofgren G.E.* Experimental modeling of the cooling history of Apollo 12 olivine basalts // *Proc. VI Lunar. Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1975. Vol. 1. P. 843–869.
140. *Dostal J., Dupuy C., Carron J.P.* et al. Partition coefficients of trace elements: application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies // *Geochim. et Cosmochim. acta*. 1983. Vol. 47, N 3. P. 525–533.
141. *Drake M.J.* Plagioclase-melt equilibria // *Ibid.* 1976. Vol. 40, N 5. P. 457–465.
142. *Drake M.J., Holloway J.R.* "Henry's Law" behaviour of Sm in a natural plagioclase/melt system: importance of experimental procedure // *Ibid.* 1978. Vol. 42, N 6A. P. 679–683.
143. *Drake M.J., Holloway J.R.* Partitioning of Ni between olivine and silicate melt: "Henry's Law problem" reexamined // *Ibid.* 1981. Vol. 45, N 3. P. 431–439.
144. *Drake M.J., Holloway J.R.* Partitioning of Ni between olivine and silicate melt: the "Henry's Law problem" reexamined

ned: reply to discussion by B. Mysen // *Ibid.* 1982. Vol. 46, N 2. P. 299–300.

145. *Drake M.J., Weill D.F.* Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu²⁺, Eu³⁺, and other REE between plagioclase, feldspar and magmatic liquid: an experimental study // *Ibid.* 1975. Vol. 39, N 5. P. 689–712.

146. *Duke J.M.* Distribution of the period four transition elements among olivine, calcic clinopyroxene, and mafic silicate liquid: experimental results // *J. Petrol.* 1976. Vol. 17, pt 4. P. 499–521.

147. *Dungan M.A., Rhodes J.M., Long P.E.* et al. The petrology and geochemistry of basalts from site 396, legs 45 and 46 of the deep sea drilling project // *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 1979. Vol. 46, P. 89–113.

148. *Eggler D.H., Osborn E.F.* Experimental studies of the system MgO–FeO–Fe₂O₃–NaAlSi₃O₈–CaAl₂Si₂O₈–SiO₂ – a model for subalkaline magmas // *Amer. J. Sci.* 1982. Vol. 282, N 7. P. 1012–1041.

149. *Fenner C.N.* The crystallization of basalts // *Amer. J. Sci.* 1929. Vol. 18, N 105. P. 225–253.

150. *Fisk M.P., Bence A.E.* Experimental crystallization of chrome spinels in FAMOUS basalt 527–1–1 // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 1. P. 111–123.

151. *Ford C.E.* Numerical modelling of phase composition changes during crystallization of dry basic magmas // *Progr. in Exp. Petrol.* VI. 1984. P. 105–114.

152. *Ford C.E., Russell D.C., Craven J.A., Fisk M.R.* Olivine-liquid equilibria: Temperature, pressure and composition dependence of the crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn // *J. Petrol.* 1983. Vol. 24, pt 3. P. 256–265.

153. *Fujii T.* Crystal settling in a sill // *Lithos.* 1974. Vol. 7, N 3. P. 133–137.

154. *Fujii T., Kushiro I., Hamura K.* Melting relations and viscosity of and abyssal olivine tholeiite // *Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 1979. Vol. 45. P. 513–517.

155. *Ghiorso M.S.* Chemical mass transfer in magmatic processes I. Thermodynamic relations and numerical algorithms // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1985. Vol. 90, N 2/3. P. 107–120.

156. *Ghiorso M.S., Carmichael I.S.E.* Chemical mass transfer in magmatic processes II. Applications in equilibrium crystallization, fractionation and assimilation // *Ibid.* P. 121–141.

157. *Glazner A.F.* Activities of olivine and plagioclase components in silicate melts

and their application of to geothermometry: // *Ibid.* 1984. Vol. 88, N 3. P. 260–268.

158. *Gray N.H., Crain I.K.* Crystal settling in sills: a model for suspension settling // *Canad. J. Earth Sci.* 1969. Vol. 6, N 5. P. 1211–1216.

159. *Grove T.L., Baker M.B.* Phase equilibrium controls on the tholeiitic versus calc-alkaline differentiation trends // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 5. P. 3253–3274.

160. *Grove T.L., Bence A.E.* Experimental study of pyroxene-liquid interaction in quartz – normative basalt 15597 // *Proc. VIII Lunar Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1977. Vol. 2. P. 1549–1579.

161. *Grove T.L., Bryan W.B.* Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure: An experimental study // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1983. Vol. 84, N 4. P. 293–309.

162. *Grove T.L., Gerlach D.C., Sando T.W.* Origin of calc-alkaline series lavas at Medicine Lake volcano by fractionation, assimilation and mixing // *Ibid.* 1982. Vol. 80, N 2. P. 160–182.

163. *Grove T.L., Raudsepp M.* Effects of kinetics on the crystallization of quartz normative basalt 15597: an experimental study // *Proc. IX Lunar and Planet. Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1978. Vol. 1. P. 585–599.

164. *Grove T.L., Vaniman D.T.* Experimental petrology of very low Ti (VLT) basalts // *Mare Crisium: the view from Luna 24.* N.Y. etc.: Pergamon press, 1978. P. 445–471.

165. *Guy B.* Contribution to the theory of infiltration metasomatic zoning; the formation of sharp fronts: a geometrical model // *Bull. Mineral.* 1984. Vol. 107. P. 93–105.

166. *Hanson G.N., Langmuir C.H.* Modelling of major elements in mantle-melt systems using trace element approaches // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42, N 6A. P. 725–741.

167. *Hart R.S., Davis K.E.* Nickel partitioning between olivine and silicate melt // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1978. Vol. 40, N 2. P. 203–219.

168. *Henderson P., Dale I.M.* The partitioning of selected transition element ions between olivine and groundmass of oceanic basalts // *Chem. Geol.* 1970. Vol. 5, N 4. P. 267–274.

169. *Hess H.H.* The magnetic properties and differentiation of dolerite sills //

- Amer. J. Sci. 1956. Vol. 254. P. 446–451.
170. Hill R., Roeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity // J. Geol. 1974. Vol. 82, N 6. P. 709–729.
171. Ho C.-O. Experimental study of plagioclase/liquid and clinopyroxene/liquid distribution coefficients for Sr and Eu in oceanic ridge basalt systems: Master's Thesis. Lamont-Doherty: Geol. Observ. Columbia Univ., 1973.
172. Huebner J.S., Lipin B.R., Wiggins L.B. Partitioning of chromium between silicate crystals and melts // Proc. VII Lunar Sci. Conf. N.Y. etc.: Pergamon press, 1976. Vol. 2. P. 1195–1220.
173. Huebner J.S., Ross M., Hickling N. Significance of exsolved pyroxenes from lunar breccia 77215 // Proc. VI Lunar Sci. Conf. N.Y. etc.: Pergamon press, 1975. Vol. 1. P. 529–546.
174. Huebner J.S., Turnock A.C. The melting relations of 1 bar of pyroxenes composed largely of Ca-, Mg- and Fe-bearing components // Amer. Miner. 1980. Vol. 65, N 3/4. P. 225–271.
175. Huppert H., Sparks R. Double-diffusive convection due to crystallization in magmas // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1984. Vol. 12. P. 11–37.
176. Irving A.J. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 6A. P. 743–770.
177. Irvine T.N. Heat transfer during solidification of layered intrusion. I. Sheet and sills // Canad. J. Earth Sci. 1970. Vol. 7, N 4. P. 1031–1061.
178. Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Ibid. 1971. Vol. 8, N 5. P. 523–548.
179. Irvine T.N., Kushiro I. Partitioning of Ni and Mg between olivine and silicate liquids // Carnegie Inst. Wash. Yearb. 1976. Vol. 75. P. 668–675.
180. Jackson E.D. Primary textures and mineral associations in the ultramafic zone of the Stillwater Complex, Montana // US Geol. Surv. Profess. Pap. 1961. N 358. P. 1–106.
181. Jaeger J.S. The temperature in the neighborhood of a cooling intrusive sheet // Amer. J. Sci. 1957. Vol. 255, N 4. P. 306–318.
182. Jones J.H. Temperature- and pressure-independent correlations of olivine/liquid partition coefficients and their applications to trace element partitioning // Contrib. Mineral. and Petrol. 1984. Vol. 88, N 1/2. P. 126–132.
183. Kennedy W.Q. Trends of differentiation in basaltic magmas // Amer. J. Sci. 1933. Vol. 25, N 147. P. 239–256.
184. Kilinc A., Carmichael I.S.E., Rivers M.L., Sack R.O. The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air // Contrib. Mineral. and Petrol. 1983. Vol. 83, N 1/2. P. 136–140.
185. Kuno H. Petrology of Hakone volcano and the adjacent areas, Japan // Bull. Geol. Soc. Amer. 1950. Vol. 61, N 9. P. 957–1020.
186. Kuno H. High-alumina basalt // J. Petrol. 1960. Vol. 1, pt 2. P. 121–145.
187. Kuno H. Fractionation trends of basalt magma in lava flows // Ibid. 1965. Vol. 6, pt 2. P. 302–321.
188. Leeman W.P. Experimental determination of partitioning of divalent cations between olivine and silicate liquids. Pt II: Ph.D. Thesis. Eugene: Univ. Oregon, 1974.
189. Leeman W.P., Lindstrom D.J. Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines – an experimental study // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 6A. P. 801–816.
190. Lindstrom D.J. Experimental study of the partitioning of the transition metals between clinopyroxene and coexisting silicate liquids: Ph.D. Thesis. Eugene: Univ. Oregon, 1976. 188 p.
191. Lindstrom D.J., Weill D.F. Partitioning of transition metals between diopside and coexisting silicate liquids. I. Nickel, cobalt and manganese // Geochim. et cosmochim. acta. 1978. Vol. 42, N 6A. P. 817–831.
192. Longhi J., Walker D., Hays J.F. The distribution of Fe and Mg between olivine and lunar basaltic liquids // Ibid. N 10. P. 1545–1558.
193. Maaloe S. Quantitative aspects of fractional crystallization of major elements // J. Geol. 1976. Vol. 84, N 1. P. 81–96.
194. Mäkipää H.T. Partitioning of chromium, manganese, cobalt and nickel between olivine and basaltic liquid: an experimental study // Bull. Geol. Soc. Finl. 1980. Pt 2, N 52. P. 175–191.
195. McBirney A.R., Baker B.H., Nilsson R.H. Liquid fractionation. Pt I: basic principles and experimental simulation // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1985. Vol. 24, N 1/2. P. 1–24.

196. *McBirney A.R., Noyes R.M.* Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // *J. Petrol.* 1979. Vol. 20, pt 3. P. 487-554.
197. *Miyashiro A.* Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. Vol. 274, N 4. P. 321-355.
198. *Muir I.D., Tilley C.E.* Contributions to the petrology of Hawaiian basalts. II. The tholeiitic basalts of Mauna Loa and Kilauea // *Ibid.* 1963. Vol. 261, N 2. P. 111-128.
199. *Murase T., McBirney A.R.* Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1973. Vol. 84, P. 3563-3592.
200. *Mysen B.* Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid; preliminary data at 20 kbar and 1025 °C // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 31, N 1. P. 1-7.
201. *Mysen B.O.* Experimental determination of nickel partition coefficients between liquid, pargasite and garnet peridotite minerals and concentration limits of behavior according to Henry's Law at high pressure and temperature // *Amer. J. Sci.* 1978. Vol. 278, N 2. P. 217-243.
202. *Mysen B.O.* Limits of solution of trace elements in minerals according to Henry's Law: review of experimental data // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1978. Vol. 42, N 6A. P. 871-885.
203. *Mysen B.O.* Nickel partitioning between olivine and silicate melt: Henry's Law revised // *Amer. Miner.* 1979. Vol. 64, N 9/10. P. 1107-1114.
204. *Mysen B.* Nickel partitioning between olivine and liquid in natural basalt: Henry's Law behavior - comment on a paper by P.I. Nabelek // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 52, N 1. P. 222-224.
205. *Mysen B.* Partitioning of Ni between olivine and silicate melt: the "Henry's Law problem" reexamined: discussion // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1982. Vol. 46, N 2. P. 297-298.
206. *Mysen B.O., Virgo D.* Trace element partitioning and melt structure: an experimental study at 1 atm pressure // *Ibid.* 1980. Vol. 44, N 12. P. 1917-1930.
207. *Nabelek P.I.* Nickel partitioning between olivine and liquid in natural basalts: Henry's Law behavior // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. Vol. 48, N 2. P. 293-302.
208. *Nabelek P.I.* Nickel partitioning between olivine and liquid in natural basalt: Henry's Law behavior - reply to B.O. Mysen // *Ibid.* 1981. Vol. 52, N 1. P. 225-226.
209. *Nathan H.D., Vankirk C.K.* A model of magmatic crystallization // *J. Petrol.* 1978. Vol. 19, pt 1. P. 66-94.
210. *Nielsen R.L., Drake M.J.* Pyroxene - melt equilibria // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1979. Vol. 43, N 8. P. 1259-1272.
211. *Nielsen R.L., Dungan M.A.* Low pressure mineral-melt equilibria in natural anhydrous mafic systems // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1983. Vol. 84, N 4. P. 310-326.
212. *Oki Y., Aramaki S., Nakamura K., Hakamata K.* Volcanoes of Hakone, Izu and Ishima, Hakone: Hakone Town Off., 1978. 88 p.
213. *Osborn E.F.* Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma // *Amer. J. Sci.* 1959. Vol. 257, N 8. P. 609-647.
214. *Ray G.L., Shimizu N., Hart S.R.* An ion microprobe study of the partitioning of trace elements between clinopyroxene and liquid in the system diopside-albite-anorthite // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1983. Vol. 47, N 12. P. 2131-2140.
215. *Rice A.* Convective fractionation: a mechanism to provide cryptic zoning (macrosegregation), layering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes // *J. Geophys. Res. B.* 1981. Vol. 86, N 1. P. 405-417.
216. *Rhodes J.M., Lofgren G.E., Smith D.P.* One atmosphere melting experiments on ilmenite basalt 12008 // *Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf. N.Y. etc.: Pergamon press, 1979.* Vol. 1. P. 407-422.
217. *Roeder P.L.* Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 23, N 3. P. 397-410.
218. *Roeder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1970. Vol. 29. P. 275-289.
219. *Russell D.G.* Estimation of FeO and Fe₂O₃ in glasses from experimental charges // *Progr. in Exp. Petrol.* V. 1981. P. 91-94.
220. *Sack R.O.* Spinels as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1982. Vol. 79, N 2. P. 169-186.
221. *Sack R.O., Carmichael I.S.E., Rivers M., Ghiorsio M.S.* Ferric-ferrous equi-

- libria in natural silicate liquids at 1 bar // *Ibid.* 1980. Vol. 75, N 4. P. 369–376.
222. *Schreiber H.D.* Experimental studies of nickel and chromium partitioning into olivine from synthetic basaltic melts // *Proc. X Lunar and Planet. Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1979. Vol. 1. P. 509–516.
223. *Schreiber H.D., Haskin L.A.* Chromium in basalts: experimental determination of redox states and partitioning among synthetic silicate phases // *Proc. VII Lunar Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1976. Vol. 2. P. 1221–1259.
224. *Seward T.M.* The distribution of transition elements in the system $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{-Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5\text{-H}_2\text{O}$ at 1000 bars pressure // *Chem. Geol.* 1971. Vol. 7, N 2. P. 73–95.
225. *Shaw H.R.* Comments of viscosity, crystal settling and convection in granite magmas // *Amer. J. Sci.* 1965. Vol. 263. P. 120–152.
226. *Smith M.P.* A feldspar-liquid geothermometer // *Geophys. Res. Lett.* 1983. Vol. 10, N 3. P. 193–195.
227. *Sobolev A., Clochatti R., Dharmelincourt P.* Les variations de la température, de la composition du magma et l'estimation de la pression partielle, d'eau pendant la cristallisation de l'olivine dans les océanites du Piton de la Fournaise (Reunion, eruption de 1966) // *C.r. Acad. sci. Ser. II.* 1983. T. 296. P. 275–280.
228. *Spencer K.J., Lindsley D.H.* A solution model for coexisting iron titanium oxides // *Amer. Miner.* 1981. Vol. 66, N 11/12. P. 1189–1201.
229. *Steele I.M., Lindstrom D.J.* Ni partitioning between diopside and silicate melt: a redetermination by ion microprobe and recognition of an experimental complication // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1981. Vol. 45, N 11. P. 2177–2183.
230. *Sun C.-O., Williams R.J., Sun S.-S.* Distribution coefficients of Eu and Sr for plagioclase-liquid and clinopyroxene-liquid equilibria in oceanic ridge basalt: An experimental study // *Ibid.* 1974. Vol. 38, N 9. P. 1415–1433.
231. *Takahashi E.* Partitioning of Ni^{2+} , Co^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} and Mg^{2+} between olivine and silicate melts: compositional dependence of partition coefficient // *Ibid.* 1978. Vol. 42, N 12. P. 1829–1844.
232. *Takahashi E., Irvine T.N.* Stoichiometric control of crystal liquid single-component partition coefficients // *Ibid.* 1981. Vol. 45, N 7. P. 1181–1185.
233. *Thompson R.N., Tilley C.E.* Melting and crystallization relations of Kilauean basalts of Hawaii: The lavas of the 1959–60 Kilauea eruption // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1969. Vol. 5, N 7. P. 469–477.
234. *Tilley C.E., Muir I.D.* Tholeiite and tholeiitic series // *Geol. Mag.* 1967. Vol. 104, N 4. P. 337–343.
235. *Wahl W.* Thermal diffusion-convection as a cause of magmatic differentiation // *Amer. J. Sci.* 1946. Vol. 244, N 6. P. 417–441.
236. *Walker D., Kirkpatrick R.J., Longhi J., Hays J.F.* Crystallization history of lunar picritic basalt sample 12002: phase-equilibria and cooling-rate studies // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1976. Vol. 87, N 5. P. 646–656.
237. *Walker D., Longhi J., Lasaga A.C., Stolper E.M., Grove T.L., Hays J.F.* Slowly cooled microgabbros 15555 and 15065 // *Proc. VIII Lunar Sci. Conf. N.Y. etc.*: Pergamon press, 1977. Vol. 2, P. 1521–1547.
238. *Walker D., Shibata T., DeLong S.E.* Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone: II. Phase equilibria and mixing // *Contrib. Mineral. and Petrol.* 1979. Vol. 70, N 2. P. 111–125.
239. *Walker F.* Differentiation of the Palisade diabase, New Jersey // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1940. Vol. 51, N 7. P. 1059–1106.
240. *Walker K.R.* The Palisade Sill, New Jersey: a reinvestigation // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1969. Spec. Pap. 111. P. 1–178.
241. *Watson E.B.* Partitioning of manganese between forsterite and silicate liquid // *Geochim. et cosmochim. acta.* 1977. Vol. 41, N 9. P. 1363–1374.
242. *Wright D.P., Navrotsky A.* A thermochemical study of the distribution of cobalt and nickel between diopside pyroxene and melt // *Ibid.* 1985. Vol. 49, N 11. P. 2385–2393.
243. *Yoder H.S. (Jr.)*. Heat of melting of simple systems related to basalts and eclogites // *Carnegie Inst. Wash. Yearb.* 1975. Vol. 74. P. 515–519.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	4
Глава 1. Механизмы формирования расслоенности интрузивов	7
Глава 2. Краткая характеристика объектов моделирования (долеритовые силлы)	16
Классификация долеритов	17
Краткая петрография долеритов	18
Внутреннее строение долеритовых силлов	23
Общие черты строения долеритовых силлов	32
Глава 3. Динамика кристаллизационной дифференциации	35
Циркуляция остывающей жидкости	35
Механизмы дифференциации расплава	39
Модель направленной кристаллизации	40
Химическая дифференциация при фазовой конвекции	49
Конвекционно-кумуляционная модель процесса становления пластового интрузива	56
Глава 4. ЭВМ-модели с примитивным описанием термодинамики фазовых равновесий	61
Уравнения седиментационной и конвекционно-кумуляционной моделей и алгоритм их численного решения	64
Термика модельных интрузивов	79
Динамика дифференциации магмы при становлении модельных интрузивов Сравнение строения реальных и модельных интрузивов	84
Глава 5. Термодинамика равновесий базальтового расплава с породообра- зующими минералами	102
Метод решения задачи равновесия	102
Распределение главных элементов между породообразующими минералами и расплавом	108
Распределение примесных элементов между породообразующими минерала- ми и расплавом	123
Глава 6. ЭВМ-моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтовых расплавов	143
Расчет траекторий равновесной кристаллизации (программа РТРК)	143
Моделирование фракционной кристаллизации базальтовых расплавов (про- грамма РТФК)	149
Толейтовые серии и тренды дифференциации толейтовых магм	150
Скергаардский расслоенный комплекс	154
Влияние окислительно-восстановительных условий на эволюцию остаточ- ных расплавов	156

Глава 7. Полуэмпирическая аппроксимация динамика конвекционно-кумуляционной модели и ЭВМ-моделирование формирования расслоенности трапповых интрузивов	160
Динамика конвекционно-кумуляционной модели	161
Оптимальные модели Кузьмовского, Вилюйского (В-304) и Вавуканского интрузивов	167
Глава 8. Обратная задача	177
Метод геохимической термометрии	177
Оценка термодинамических условий формирования пород дифференцированных интрузивов	180
Восстановление динамических характеристик кристаллизационного процесса	194
Заключение	199
Литература	205

3 p. 20 к.

5007